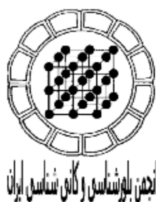
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال سی و یکم، شمارهٔ سوم، پاییز ۱۴۰۲، از صفحهٔ ۴۳۵ تا ۴۵۴



فعالیت ماگمایی بازالتی منطقه حلب- نوبران: مثالی از فعالیت ماگمایی کرتاسه پسین در کمان ماگمایی ارومیه- دختر

فریبا جمشیدی[۱]، محسن مرتضوی راوری[*۱]، عباس آسیابانها[۲]

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه هرمزگان، بندر عباس، ایران

۲- گروه زمین شناسی ، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی(ره)، قزوین، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۹/۱۵، نسخه نهایی: ۱۴۰۱/۱۱/۸)

چکیده: فعالیت ماگمایی بازیک کرتاسه پسین در بخش شمالی کمان ماگمایی ارومیه- دختر شامل سنگ‌های بازالتی و آندزیت بازالتی آهکی قلیایی (دگرگونه) است که گاه همراه با سنگ‌های مختلف آذرآواری و رسوبی تشکیل شده‌اند. این سنگ‌ها با الگوهای زمین-شیمیایی مشابهی شامل غنی‌شدگی عناصر خاکی‌نادر سبک (LREE) و سنگ دوست بزرگ یون (LILE) و تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE; Nb, Ta, Ti) مشخص می‌شوند. این شواهد زمین‌شیمیایی بیانگر فعالیت ماگمایی در ارتباط با قوس‌های آتشفشانی و محیط فرورانش هستند. افزون بر این، الگوهای تقریباً مسطح عناصر خاکی نادر سنگین (HREE)، الگویی مشابه بازالت-های جزایر اقیانوسی (OIB) را به یاد می‌آورند. سنگ‌های بازالتی مورد بررسی با نسبت‌های اولیه $^{87}Sr/^{86}Sr$ از ۰٫۷۰۴۰۴ تا ۰٫۷۰۴۱۴ و مقادیر مثبت و یکنواخت $\varepsilon Nd_{(t)}$ از ۱ تا ۴٫۴ مشخص می‌شوند، که بیانگر ترکیب گوشته‌ای خاستگاه این سنگ‌هاست. مدلسازی عناصر کمیاب و ایزوتوپی نشان می‌دهد که سنگ‌های مورد بررسی از ذوب بخشی یک گوشته سنگ کره ای دگرنهاده در عمق تغییر اسپینل به گارنت شکل گرفته‌اند. فعالیت ماگمایی در این منطقه به احتمال بسیار در یک محیط آتشفشانی کمانی ناشی از بالا آمدن سست کره در پاسخ به عقبگرد سنگ کره اقیانوسی و در نتیجه کشش صفحه بالایی در ۸۰ میلیون سال پیش انجام شده است.

واژه‌های کلیدی: *سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه؛ کمان ماگمایی ارومیه-دختر؛ نظام کششی؛ گوشته سست کره‌ای؛ اجزای در ارتباط با فرورانش.*

مقدمه

زمین‌شناسی فلات ایران به عنوان منطقه‌ای فعال در کمربند کوهزایی آلپ-هیمالیا به شدت وابسته به تاریخ تکاملی اقیانوس‌های تتیس بوده و خود شامل چند واحد زمین‌ساختی است که توسط گسل‌های اصلی از هم جدا شده‌اند [۱].

در اواخر دوره پرمین، به دنبال حرکت رو به شمال صفحه ایران مرکزی و برخورد با صفحه اوراسیا، اقیانوس پالئوتتیس در شمال شروع به بسته شدن نمود [۳،۲] و حدود همان زمان، در پی بسته‌شدن اقیانوس پالئوتتیس در شمال، اقیانوس جدیدی به نام نئوتتیس در جنوب، بین دو صفحه قاره‌ای عربستان و ایران مرکزی، شروع به باز شدن کرد [۳].

تا کنون نظرات متفاوتی برای زمان شروع فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر ایران مرکزی ارائه شده است، برای مثال تریاس پسین-ژوراسیک پیشین [۴]، ژوراسیک پسین [۵] و ژوراسیک میانی [۶]. کوهزاد زاگرس نیز که به عنوان بخش ایرانی کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا در نظر گرفته می‌شود، ناشی از فرورانش سنگ کره اقیانوسی نئوتتیس به زیر خردقاره ایران مرکزی است [۳].

[*]نوسنده مسئول، تلفن: ۰۷۶-۳۳۳۷۱۱۰۷۹ ، پست الکترونیک: mortazavi@hormozgan.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.2.7]

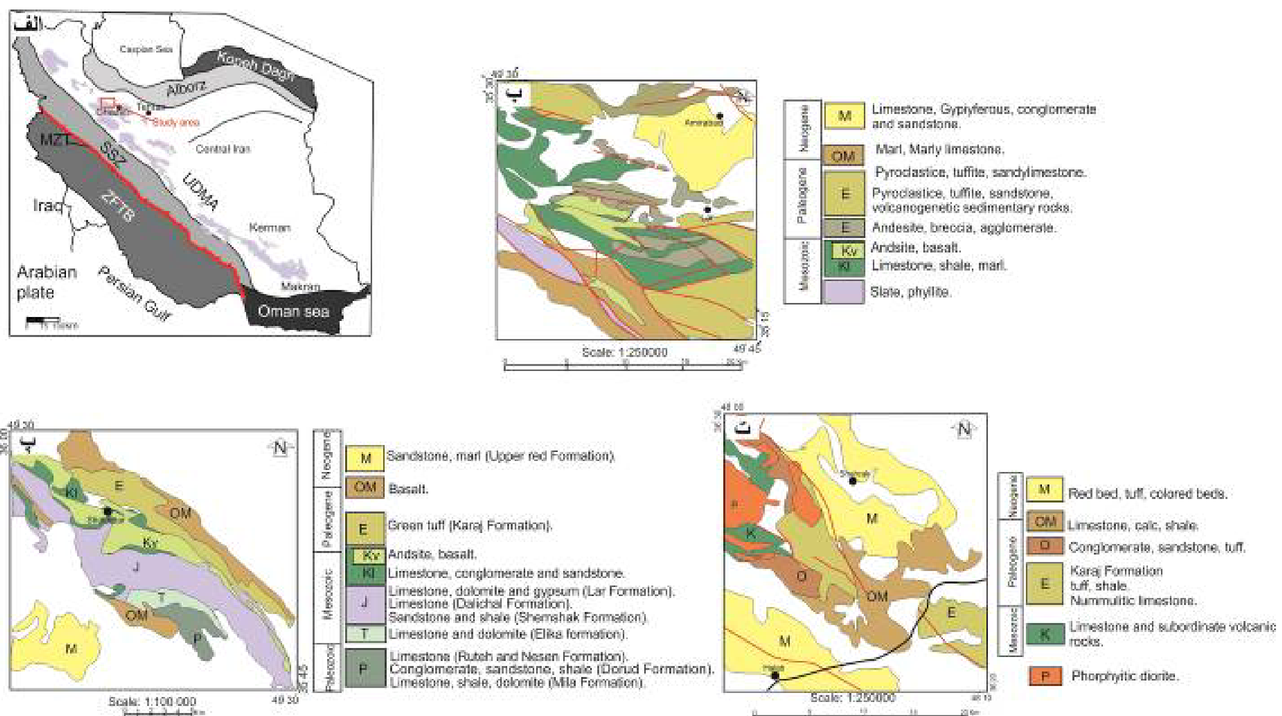
[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.435]

فعالیت‌های ماگمایی کرتاسه در پهنه سنندج- سیرجان چون توده نفوذی ارومیه [۷]، نفوذی کرتاسه پیشین در منطقه حاجی آباد [۸] توده‌های گرانیتی ژوراسیک میانی تا کرتاسه پسین در همدان، لوگرانیت‌های کرتاسه پیشین اسفجرد [۹]، سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی کرتاسه پیشین درجنوب سقز [۱۰] و مثال‌های بسیاری دیگر نشان می‌دهند که فرورانش تا پیش از آغاز ترشیری در این پهنه فعال بوده است. پس از مهاجرت فعالیت ماگمایی از پهنه سنندج- سیرجان به سمت کمان ماگمایی ارومیه- دختر،- عمده فعالیت ماگمایی در این کمان مربوط به زمان ائوسن تا الیگوسن بوده [۱۱،۳] که به صورت توده‌های نفوذی، آتشفشان‌های فعال و نیمه‌فعال تا به امروز ادامه یافته است.

پژوهش‌های بسیاری پیرامون فعالیت ماگمایی سنوزوئیک در کمان ارومیه- دختر انجام شده، با این حال فعالیت ماگمایی کرتاسه در این کمان کمتر بررسی شده است و اطلاعات دقیقی از ویژگی‌های زمین پویایی و خاستگاه سنگ‌های آتشفشانی این دوره در دسترس نیست. از بررسی سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه در این پژوهش و نیز برخی رخنمون‌های پراکنده آتشفشانی‌های دگرگونه کرتاسه در پهنه سنندج- سیرجان مشخص می‌شود که کرتاسه برخلاف گزارش‌های پیشین که آن را زمان خاموشی و سکون کامل فعالیت‌های ماگمایی در زمین‌شناسی ایران در نظر گرفته‌اند [۱۲]؛ دوره سکون کامل ماگما نیست و بررسی دگرگونی‌های ماگمایی این زمان می‌تواند در روشن شدن چگونگی انتقال کمان ماگمایی از پهنه سنندج- سیرجان به کمان ماگمایی ارومیه- دختر مفید باشد. از این رو در این پژوهش، با بررسی‌های سنگ چینه‌نگاری، سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی سنگ کل و ایزوتوپی سنگ‌های آتشفشانی در مناطق نوبران، آوج و حلب، خاستگاه سنگ‌های بازالتی، دگرگونی‌های ماگمایی در ارتباط با فرورانش سنگ کره اقیانوسی نئوتتیس و همچنین تاریخچه مختصری از زمین پویایی این پهنه در زمان کرتاسه پسین در مناطق یاد شده به روشنی ارائه شده‌اند.

زمین‌شناسی عمومی

کوهزاد زاگرس بر اساس روند ساختاری شمال‌غرب- جنوب شرق به سه بخش موازی [۳] شامل ۱) کمربند رورانده و چین‌خوردگی زاگرس، ۲) پهنه سنندج- سیرجان و ۳) کمان ماگمایی ارومیه- دختر تقسیم می‌شود (شکل ۱ الف).



شکل ۱ الف) نقشه ساده شده زمین‌شناسی-ساختاری ایران [۱۳] ؛ ب) نقشه ساده شده زمین‌شناسی منطقه نوبران [۱۴] ؛ پ) نقشه ساده شده زمین شناسی منطقه آوج [۱۵]؛ ت) نقشه ساده شده زمین‌شناسی منطقه حلب [۱۳].

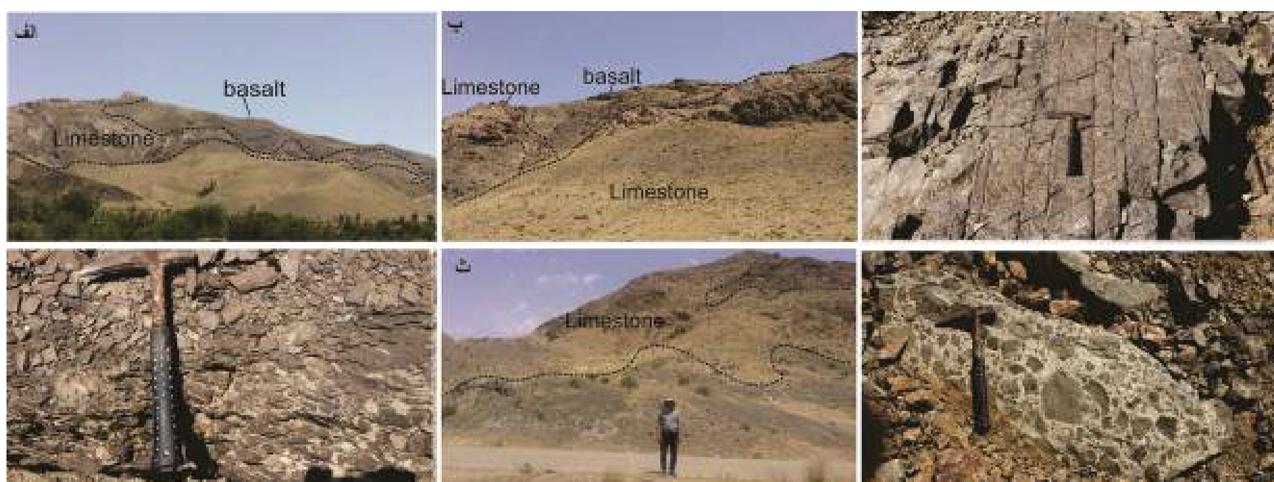
فعالیت ماگمایی در پهنه‌های سنندج- سیرجان و ارومیه- دختر به فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه سنگ کره-ای ایران مرکزی و سپس برخورد صفحه‌های اوراسیا و عربی نسبت داده می‌شود. پهنه سنندج- سیرجان از سنگ‌های دگرگونی پالئوزوئیک تا تریاس تشکیل شده است که توده‌های آهکی قلیایی بسیاری در آن‌ها نفوذ کرده‌اند [۱۶].

کمان ماگمایی ارومیه- دختر به طول ۲۰۰۰ کیلومتر و عرض ۱۰۰ تا ۱۵۰ کیلومتر، بین پهنه‌های ساختاری ایران مرکزی و سنندج-سیرجان قرار دارد و میزبان اصلی فعالیت ماگمایی دوران سنوزوئیک است [۱۷]. فعالیت گسترده سنگ-های ماگمایی ائوسن تا کواترنر در ارومیه- دختر، آن را به عنوان یک کمان آتشفشانی نوع آند معرفی می‌کند [۱۸]. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن بیشتر شامل آندزیت، بازالت و داسیت هستند که به‌صورت جریان‌های آذرآواری، کف سنگ و گدازه فوران کرده‌اند. این در حالی است که فعالیت‌های ماگمایی الیگو-میوسن به صورت توده‌های نفوذی با ترکیب دیوریت تا گرانیت، سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب بازالت تا ریولیت، سنگ‌های آذرآواری و همچنین کانسارهای فلززایی تظاهر می‌یابند. سنگ‌های ماگمایی ترشیری در این پهنه اغلب ماهیتی آهکی قلیایی دارند [۱۹]، در حالی که آتشفشانی‌های جوان‌تر ویژگی‌های قلیایی‌تر (قلیایی و شوشونیتی) را نشان می‌دهند [۲۰]. این تغییر در طبیعت ماگما انتقالی پیشرونده از فعالیت ماگمایی وابسته به فرورانش به سوی فرآیندهای ماگمایی مربوط به برخورد و پس از برخورد را به یاد می‌آورد [۲۱].

مناطق مورد بررسی در این پژوهش شامل مناطق نوبران (شمال‌غرب ساوه)، آوج (جنوب‌غرب قزوین) و حلب (جنوب-غرب زنجان) هستند، که به ترتیب در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ حلب (شکل ۱ ب) [۱۳]، ۱:۱۰۰۰۰۰ آوج (شکل ۱ پ) [۱۴] و ۱:۲۵۰۰۰۰ ساوه (شکل ۱ ت) [۱۵] قرار دارند و از نظر ساختاری قسمت‌هایی از بخش شمالی پهنه ماگمایی ارومیه- دختر به شمار می‌آیند. با توجه به رخنمون محدود سنگ‌های کرتاسه در پهنه ارومیه- دختر، بررسی سنگ‌های آتشفشانی این مناطق به دلیل هم‌سن و همراستا بودن آن‌ها و قرارگیری در راستای پهنه ارومیه- دختر این امکان را فراهم آورند که با بررسی گستره وسیع‌تر، تفسیر دقیق‌تری از فعالیت ماگمایی کرتاسه در بخش شمالی کمان ارومیه- دختر به دست آید. به طور کلی، طیفی از گدازه‌های سالم، دگرگون یا دگرسان شده، سنگ‌ها و نهشته‌های آذرآواری و سنگ‌های رسوبی واحدهای سنگ‌شناسی این مناطق را تشکیل می‌دهند (شکل ۲ الف). قدیمی‌ترین رخنمون‌ها در منطقه نوبران سنگ‌های رسوبی ژوراسیک و آهک‌های سنگواره‌دار دوره کرتاسه هستند که گاهی به صورت بین لایه‌ای با سنگ آتشفشانی منطقه دیده می‌شوند. سنگ‌های آتشفشانی بیشتر ناشی از فعالیت‌های آتشفشانی ائوسن و به‌ندرت کرتاسه هستند [۲۲]. فعالیت‌های آتشفشانی سنوزوئیک در نوبران از ائوسن پیشین آغاز شده و در ائوسن میانی و پسین به اوج خود رسیده‌اند. فعالیت‌های آتشفشانی و نفوذی در الیگوسن و میوسن نیز ادامه یافته و به صورت گدازه‌هایی با ترکیب بازالتی، تراکی آندزیتی، آندزیتی و داسیتی، توف‌های اسیدی و پهنه‌های کف سنگی تظاهر یافته-اند. توده‌های نفوذی اغلب ترکیب گسترده‌ای از گابرو تا گرانیت دارند و به ترتیب سن ۳۳ تا ۲۵ میلیون سال [۲۳] را نشان می‌دهند. این توده‌ها سنگ‌های آتشفشانی را قطع نموده که گاهی سبب دگرگونی مجاورتی در تماس این توده‌ها با سنگ-های میزبان شده‌اند. سنگ‌های بازالتی کرتاسه به رنگ خاکستری تیره تا سیاه گاهی با سطحی حفره‌دار که اغلب با کانی‌های ثانویه پر شده‌اند. بخش قابل توجهی از سنگ‌های این دوره را در منطقه تشکیل می‌دهند (شکل ۲ الف). قرارگیری این سنگ‌ها در بخش بالایی و گاهی به صورت متناوب با آهک-های سنگواره‌دار (اوربیتولین‌دار) با سطح تماس کاملاً مشخص بیانگر سن کرتاسه برای تشکیل این سنگ‌هاست [۱۵] (شکل ۲ ب). در برخی مناطق، قطعه‌هایی از این آتشفشانی‌ها درون ماسه سنگ‌های آهکی دیده می‌شوند که به احتمال بسیار نشانگر فوران این آتشفشانی‌ها در محیطی دریایی و کم عمق هستند.

در منطقه آوج، سنگ‌های اسلیتی با سن تریاس پسین-ژوراسیک، سنگ‌های رسوبی دگرگون شده کرتاسه، سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه تا میوسن، توده‌های نفوذی میوسن پسین و سنگ‌های رسوبی ترشیری و کواترنری از جمله رخنمون‌های سنگ‌شناسی در این منطقه هستند. سنگ‌های آتشفشانی ترکیبی از بازالت-آندزیت، تراکی آندزیت، تراکیت و ریولیت دارند، هرچند که آندزیت‌ها سهم بیشتری از این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. سنگ‌های بازالتی به شکل رخنمون‌های کوچک و با گسترش کمتر نسبت به دیگر سنگ‌ها مشخص می‌شوند. سنگ‌های نفوذی با ترکیب بیشتر گابرو و دیوریت درون سنگ‌های قدیمی‌تر تزریق شده‌اند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.2.7]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.435]



شکل ۲ الف) رخنمونی از همراهی سنگ‌های بازالتی و رسوبی منطقه مورد بررسی؛ ب) رخنمون گدازه‌های بازالتی بر روی آهک‌های کرتاسه در منطقه نوبران؛ پ) نمای نزدیک از گدازه‌های بازالتی در منطقه مورد بررسی؛ ت) کلیواژ تخته سنگی در بازالت‌های کرتاسه منطقه حلب؛ ث) رخنمونی از سنگ‌های بازالتی در قاعده سنگ‌های آهکی کرتاسه در منطقه آوج؛ ج) رخنمونی از برش‌های آتشفشانی در منطقه حلب مرز بین پهنه سنندج- سیرجان و کمان ماگمایی ارومیه- دختر.

سنگ‌های بازالتی کرتاسه پسین به عنوان موضوع این پژوهش، حفره‌دار به رنگ سبز تا خاکستری مایل به سیاه هستند که اغلب با لایه‌های به نسبت ضخیم (حدود ۶۰ متر) آهک سنگواره‌دار به سن ماستریشتین (کرتاسه پسین) پوشیده می‌شوند (شکل ۲ پ) و می‌تواند بیانگر یک محیط دریایی به نسبت عمیق در زمان تشکیل سنگ‌های آتشفشانی این منطقه باشند [۲۴].

واحدهای سنگی منطقه حلب با سنگ‌شناسی شبیه دو منطقه دیگر به ترتیب از قدیم به جدید شامل سنگ‌های آتشفشانی (بازالت، آندزیت بازالت) و آتشفشانی‌های دگرگون شده (متابازالت) کرتاسه، سنگ‌های آهکی، آذرآواری، آتشفشانی‌های ائوسن، واحدهای کنگلومرایی الیگوسن و سنگ‌های رسوبی و آذرآواری میوسن هستند. برگوارگی تخته سنگی مهمترین ساختار دیده شده در واحدهای متابازالتی منطقه حلب در اغلب واحدها است (شکل ۲ ت). آتشفشانی‌های کرتاسه گاهی به صورت بین‌لایه‌ای با آهک‌های سنگواره‌دار کرتاسه دیده می‌شوند (شکل ۲ ث) که سن کرتاسه پسین را برای این سنگ‌ها تایید می‌کنند. رخنمون‌های آذرآواری شامل برش‌های آتشفشانی، بلور توف‌سنگی و آگلومرا جوش آتشفشانی نیز بخش قابل‌توجهی از منطقه را نیز در برگرفته‌اند (شکل ۲ ج).

سنگ‌نگاری

بافت عمده سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی، پورفیری، شیشه پورفیری و ریزسنگی پورفیری است (شکل‌های ۳ الف، ب، پ). با این وجود، بافت‌های پوست ماری، جریانی و گلومروپورفیری نیز در آن‌ها دیده می‌شود. نمونه‌های بازالتی برگرفته از منطقه نوبران از درشت بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن به عنوان کانی‌های اصلی در زمینه‌ای از ریزسنگ‌های پلاژیوکلاز، کانی‌های ریز کلینوپیروکسن، کانی‌های نامشخص و کدر تشکیل شده‌اند (شکل ۳ الف). اکسیدهای آهن و تیتانیوم مهمترین فازهای فرعی و کلریت، اپیدوت و کلسیت مهمترین کانی‌های ثانویه در این سنگ‌ها هستند. درشت بلورهای شکل‌دار پلاژیوکلاز دارای ماکل آلبیتی (شکل ۳ الف) هستند که در مواردی انگشت شمار به دلیل شدت دگرسانی، این کانی‌ها به صورت بخشی سریسیتی شده‌اند.

در منطقه آوج، دو نوع سنگ بازالتی از نظر کانی‌شناسی و بافت قابل مشاهده هستند. گروه نخست بیشتر از درشت بلورهای شکل‌دار پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، الیوین و گاهی شبه ریخت‌های الیوین به عنوان کانی‌های اصلی در زمینه‌ای از همین کانی‌ها تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۳ ب، پ). کانی‌های نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار کلینوپیروکسن در این سنگ‌ها به ندرت به کلریت تجزیه شده‌اند. بافت غربالی و منطقه‌بندی

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.2.7]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.435]

نوسانی نیز در پلاژیوکلازهای این منطقه معمولاً دیده می‌شود (شکل ۳ پ). گروه دوم شامل سنگ‌های بازالتی است که از کانی‌های سالم و نیمه شکل‌دار الیوین با درصد حجمی بیشتری نسبت به گروه نخست و اغلب با شکستگی‌های عرضی به عنوان تنها درشت‌بلور این سنگ‌ها در زمینه‌ای ریزسنگی شامل ریزبلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن تشکیل شده‌اند (شکل ۳ ت). بافت اصلی این سنگ‌ها ریزسنگ پورفیری است و بافت گلومروپورفیری ناشی از انباشت درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز و همچنین الیوین و پلاژیوکلاز نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شود (شکل ۳ ث). نمونه‌های بازالتی حلب مانند نمونه‌های بازالتی گروه نخست در منطقه آوج از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و کمتر الیوین در زمینه‌ای از ریزسنگ‌های پلاژیوکلاز و شیشه تشکیل شده‌اند. سنگ‌های تراکی بازالت نیز ویژگی‌های کانیایی تقریباً شبیه بازالت‌ها را نشان می‌دهند، با این تفاوت که دارای مقادیر کمی فلدسپات قلیایی (۵ درصد حجمی) هستند و ریزسنگ‌های پلاژیوکلاز حالت جریانی نشان می‌دهند. سنگ‌های آذرآواری در مناطق مورد بررسی اغلب از نوع بلور توف‌سنگی هستند که از کانی پلاژیوکلاز، بیوتیت و شبه‌ریخت‌های کاملاً کلریتی شده و قطعه‌های آندزیتی تشکیل شده‌اند (شکل ۳ ج).

روش‌های بررسی

تجزیه عناصر اصلی و فرعی سنگ کل

پس از بازدیدهای صحرایی، از تعداد ۲۰۰ نمونه، مقطع نازک تهیه و ویژگی‌های میکروسکوپی آن‌ها با میکروسکوپ قطبشی بررسی شد. در این مرحله سعی شد تا نمونه‌های با کمترین دگرسانی و کانی‌های ثانویه برای تجزیه‌های شیمیایی انتخاب شوند (۱۷ نمونه). تجزیه ترکیب اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی به ترتیب با طیف‌سنجی فلئورسانس پرتوی ایکس (XRF) و طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) در آزمایشگاه اکتلب کانادا به روش مرجع [۲۵] انجام شد. برای تجزیه به روش ICP-MS، حدود ۰/۱ گرم از پودر سنگ در $HF\text{-}HNO_3$ به نسبت ۱ به ۴ حل، سپس خشک و دوباره در HNO_3 ۴۰ ٪ حل شد. در این روش از استاندارد داخلی شامل ۱۵ پی پی بی In و Rn در آب بسیار خالص استفاده شد. برای واسنجی، چهار استاندارد JB-1، NIM-S، AN-G و GA در روند تجزیه‌ها به کار رفتند. دقت اندازه‌گیری‌ها حدود ۱۰ درصد (JB-1) برای همه عناصر کمیاب به جز V، As، Rb، Mo، Sb، Tb، Hf، Ta و Pb محاسبه شد.



شکل ۳ الف) بافت پورفیری در سنگ‌های بازالتی منطقه نوبران؛ ب) نمونه بازالتی با درشت بلورهای کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از همین کانی‌ها پ) درشت بلورهای پلاژیوکلاز با منطقه بندی نوسانی در یک سنگ بازالتی در منطقه نوبران؛ ت) درشت بلورهای الیوین در سنگ‌های بازالتی در منطقه آوج ؛ث) بافت گلومروپورفیری در یک نمونه تراکی بازالتی؛ چ) قطعه‌های آندزیتی و درشت بلورهای پلاژیوکلاز در یک سنگ آذرآواری از نوع توف سنگی.

تجزیه ترکیب‌های ایزوتوپی نئودیمیوم- استرانسیوم

بر اساس نتایج سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی نمونه‌ها، تعداد ۳ نمونه بازالتی برای تجزیه‌های ایزوتوپی (Sm-Nd و Rb-Sr) در آزمایشگاه زمین‌شناسی ایزوتوپی دانشگاه آویرو، کشور پرتغال انتخاب شدند. در گردآوری داده‌ها، دقت اندازه‌گیری برای همه نسبت‌های ایزوتوپی براساس استانداردهای JNdi-1 و SRM 987 با میانگین مقادیر $^{143}Nd/^{144}Nd$ برابر با ۰٫۵۱۲۱۰ ±۵۰ و $^{87}Sr/^{86}Sr$ برابر با ۰٫۷۱۰۲۶±۲۱ حدود ۹۵٪ اطمینان بود. هر دو نسبت‌های ایزوتوپی Sr و Nd با یک طیف‌سنج جرمی یونش گرمایی (TIMS) چند جمع کننده‌ای اندازه‌گیری و برای تفکیک جرمی نسبت به $^{87}Sr/^{86}Sr$ = ۰٫۱۱۹۴ و ۰٫۷۲۱۹ =$^{143}Nd/^{144}Nd$ تصحیح شدند.

نتایج

زمین شیمی عناصر اصلی، فرعی و خاکی نادر

با توجه به سن سنگ‌های آتشفشانی مناطق مورد بررسی و همچنین دگرگونی‌های زمین‌ساختی آن‌ها، درجه‌هایی از دگرسانی در سنگ‌های مافیک بویژه در منطقه نوبران دیده می‌شود؛ از اینرو، انتخاب نمونه‌هایی بدون دگرسانی اهمیت بیشتری دارد. مقادیر افت گرمایی (L.O.I) برای این سنگ‌ها در گستره ۱٫۲ تا ۴٫۹ درصد وزنی (به جز در دو نمونه با ۸٫۲ و ۹٫۶ درصد) اندازه‌گیری شده است و می‌تواند بیانگر سطح متوسط دگرسانی گرمابی در این سنگ‌ها باشد [۲۶]. مقدار Si_2O در نمونه‌های مورد بررسی برابر با ۴۴٫۸ تا ۵۴٫۸ درصد وزنی (و یک نمونه با ۵۷ درصد وزنی) بوده که مشخصه سنگ‌های بازیک است [۲۷]. این سنگ‌ها با مقادیر Na_2O و K_2O به ترتیب ۲٫۳ تا ۵٫۸ درصد وزنی و ۰٫۳ تا ۳٫۱ درصد وزنی، و مقادیر بالای Al_2O_3 (۱۳٫۶ تا ۱۸ درصد وزنی) مشخص می‌شوند (جدول ۱) و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی ماگماهای دگرگونه را از نظر مقادیر Mg# (۳۳٫۱ تا ۶۹) و MgO ۲ تا ۸٫۱ درصد وزنی نشان می‌دهند.

در نمودار SiO_2 نسبت به مجموع قلیایی‌های Na_2O+K_2O (TAS) [۲۸] (شکل ۴ الف)، نمونه‌های منطقه آوج در گستره بازالت، و نمونه‌های دو منطقه دیگر در قلمرو گسترده‌تری از بازالت، آندزیت بازالت و تراکی بازالت جایابی می‌شوند. با توجه به دگرسانی ثانویه در این سنگ‌ها، از نمودار نام گذاری بر اساس مقادیر عناصر با شدت بالا (HFSE) نیز برای رده‌بندی آنها استفاده شد. براساس نمودار رده‌بندی Nb/Y نسبت به Zr/TiO_2 [۲۷]. این نمونه‌ها در گستره بازالت و یک نمونه از منطقه حلب در گستره آندزیت بازالت (شکل ۴ ب) قرار دارند. این سنگ‌ها در نمودار TAS (شکل ۴ الف) در گستره نیمه‌قلیایی تا قلیایی قرار می‌گیرند. بر پایه نمودار عناصر کمیاب و پایدار چون Y نسبت به Zr [۲۹] برای تعیین سری ماگمایی، نمونه‌های مورد بررسی به عنوان سنگ‌های سری گذرا رده‌بندی می‌شوند (شکل ۴ پ).

در این سنگ‌ها، تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب نسبت به SiO_2 [۳۰] در نمودارهای هارکر بررسی شد (نشان داده نشد). با افزایش سیلیس، اکسیدهای MgO، CaO و FeO و عناصر Cr، Ni و V روندی نزولی نشان می‌دهند. این تغییرات مربوط به کاهش فراوانی مودال کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن، آمفیبول و اکسیدهای Fe-Ti در این نمونه‌ها با افزایش سیلیس است. کاهش اکسیدهای Al_2O_3 و CaO با افزایش سیلیس می‌تواند نشان‌دهنده تبلور پلاژیوکلاز و نیز هورنبلند از ماگما و یا دگرگونی ترکیبی پلاژیوکلاز از کلسیمی به سدیمی طی تبلور بخشی ماگما باشد. از سوی دیگر، آلبیتی شدن پلاژیوکلاز نیز می‌تواند باعث ارتباط ضعیف CaO نسبت به SiO_2 باشد. نمودار تغییرات اکسیدهای Na_2O وK_2O نسبت به سیلیس روند مشخصی را نشان نمی‌دهد. گستره تغییرات گسترده این اکسیدها در نمونه‌های مورد بررسی را می‌توان به تحریک‌پذیری بالای پتاسیم و سدیم در فرآیند دگرسانی نسبت داد. Rb و Ba می‌توانند جانشین K در کانی‌هایی چون فلدسپار قلیایی شوند و در نمونه‌های مورد بررسی، طیف تغییرات گسترده‌ای دارند و با افزایش مقدار سیلیس، روند کلی صعودی را نشان می‌دهند.

الگوهای عناصر فرعی سنگ‌های مورد بررسی در نمودارهای عنکبوتی نشان‌دهنده غنی‌شدگی آن‌ها از عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE: K, Cs, Ba) و تهی‌شدگی در (Ti, Nb) HFSEها نسبت به گوشته اولیه هستند [۳۱] (شکل ۵ الف). ناهنجاری منفی Nb، Ti از ویژگی‌های ماگماهای وابسته به پهنه‌های فرورانش است و ناهنجاری مثبت عنصر Pb به دگرنهادی گوه گوشته‌ای توسط سیال‌های برآمده از پوسته اقیانوسی فررونده و یا آلایش ماگما با پوسته قاره‌ای طی فرآیند صعود نسبت داده می‌شود [۳۲]. از این رو، ناهنجاری منفی Ti, Nb همراه با غنی‌شدگی به نسبت زیاد Pb می‌تواند مربوط با ماگمای تشکیل شده طی فرآیند فرورانش و در پی آن آلایش

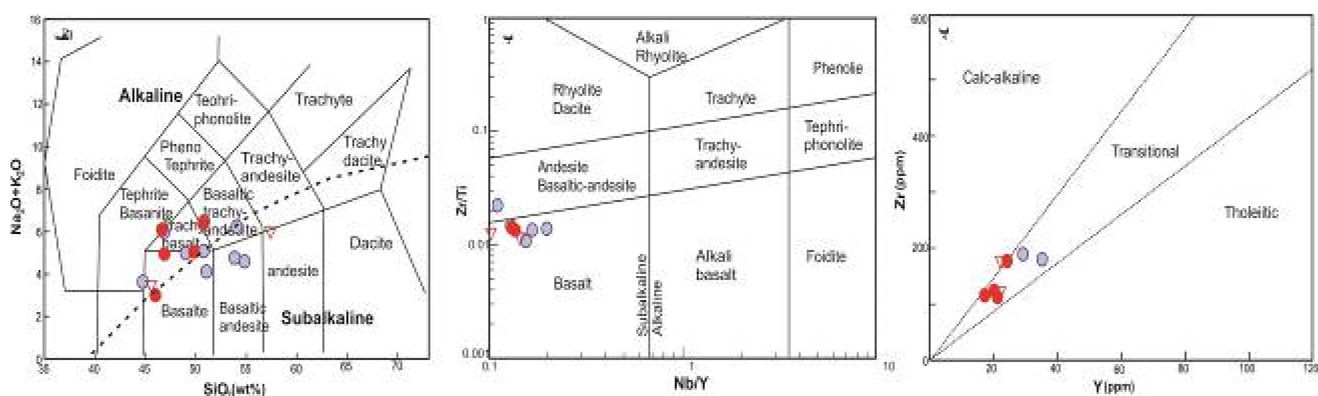
[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.2.7]

[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.435]

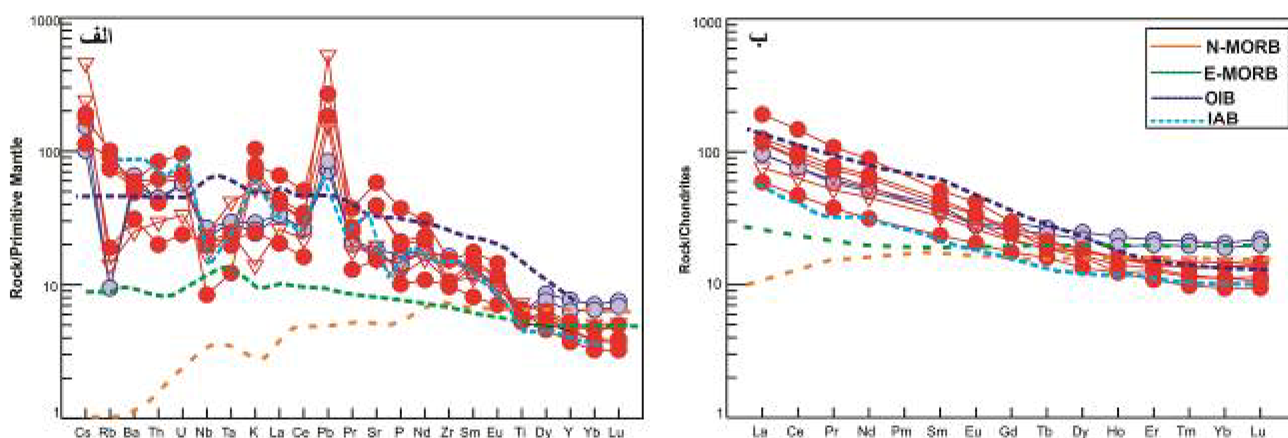
با مواد پوسته‌ای باشد [۳۳]. K در برخی نمونه‌ها ناهنجاری مثبت دارد و در برخی بدون ناهنجاری مشخص است. ناهنجاری قابل توجهی از عنصر Sr در توده‌های نام برده دیده نمی‌شود.

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی (بر اساس wt%) و عناصر فرعی (بر اساس ppm) سنگ‌های مافیک آتشفشانی مناطق مورد بررسی.

Sample	B39	B38	B-20	B-32	B-33	B-35	B-41	B-44	B-45	N-17	SH-01	Sh3	Sh10	Sh2	Sh5	N17	N20
عناصر اصلی (wt%)																	
SiO_2	۵۴٫۸۳	۵۱٫۰۴	۵۳٫۸۴	۵۴٫۰۶	۵۰٫۸۲	۴۶٫۸۷	۵۰٫۷۸	۴۴٫۷۶	۴۹٫۰۱	۴۵٫۹۶	۴۶٫۶۶	۴۶	۴۹٫۸۱	۴۶٫۸۹	۵۰٫۷۳	۴۵٫۵۹	۵۷٫۴
TiO_2	۱٫۳۲۷	۱٫۳۱۸	۱٫۱۸	۱٫۲۷	۱٫۴۲	۱٫۲	۰٫۸۲	۱٫۲۲	۱٫۲۸	۱٫۵۵	۱٫۱۷	۱٫۴۰۲	۱٫۳	۱٫۱۹	۱٫۱۴۱	۱٫۵۷۴	۱٫۱۸۵
Al_2O_3	۱۷٫۲	۱۸٫۰۵	۱۷٫۹۹	۱۷٫۱۵	۱۸٫۶۵	۱۵٫۸۷	۱۶٫۴۶	۱۵٫۶۲	۱۵٫۷۹	۱۷٫۷۶	۱۶٫۰۵	۱۳٫۶۳	۱۸٫۰۱	۱۵٫۲۵	۱۷٫۰۶	۱۷٫۴۴	۱۷٫۲۶
Fe_2O_3(t)	۸٫۰۳	۹٫۵۳	۸٫۶۴	۸٫۴۴	۱۰٫۱۶	۸٫۶۸	۹٫۲۶	۹٫۸۱	۱۰٫۷۱	۸٫۳۳	۱۲٫۲۷	۱۱٫۳۴	۹٫۷۴	۱۱٫۸۹	۹٫۵۵	۸٫۰۵	۷٫۵۵
MnO	۰٫۰۷۳	۰٫۱۰۲	۰٫۱۷	۰٫۱۱	۰٫۱۵	۰٫۱۸	۰٫۱۷	۰٫۲۹	۰٫۲۱	۰٫۱۷	۰٫۲۹	۰٫۱۵۹	۰٫۱۴۴	۰٫۲۱	۰٫۱۷۲	۰٫۱۵۱	۰٫۱۱۹
MgO	۳٫۰۳	۲٫۶۲	۲٫۴۶	۳٫۹۱	۴٫۰۶	۴٫۵۸	۸٫۰۶	۷٫۶۱	۸٫۷	۲٫۰۸	۵٫۲۵	۱۳٫۰۱	۰٫۱۶	۴٫۹۲	۳٫۲۴	۱٫۹۸	۲٫۰۸
CaO	۷٫۰۲	۸٫۸	۷٫۹۳	۳٫۴۱	۲٫۹	۶٫۶۳	۶٫۸	۱۰	۵٫۹۷	۱۲٫۲۳	۷٫۵۵	۹٫۲۲	۱۰٫۳۶	۹٫۰۵	۷٫۳۱	۱۲٫۳	۴٫۵۱
Na_2O	۳٫۸۶	۳٫۲۳	۴٫۵۵	۵٫۷۶	۶٫۱۵	۵٫۷۹	۴٫۶۱	۳٫۲۴	۴٫۲	۳٫۰۹	۲٫۹۷	۲٫۲۶	۳٫۰۲	۲٫۷۲	۴٫۰۳	۳٫۰۸	۴٫۴۳
K_2O	۰٫۷۳	۰٫۸۸	۰٫۲۱	۰٫۴۸	۰٫۳۲	۰٫۱۸	۰٫۴۷	۰٫۳۹	۰٫۷۸	۰٫۴۲	۳٫۱۲	۰٫۷۴	۲٫۰۲	۲٫۲۲	۲٫۳۶	۰٫۴۲	۰٫۵۹
P_2O_5	۰٫۳۶	۰٫۳۲	۰٫۲۹	۰٫۳۵	۰٫۳۳	۰٫۳۱	۰٫۱۲	۰٫۱۹	۰٫۱۶	۰٫۲۷	۰٫۴۴	۰٫۲۲	۰٫۴۳	۰٫۴۶	۰٫۸۱	۰٫۲۶	۰٫۳۲
LOI	۲٫۶	۴٫۸۸	۲٫۶۷	۴٫۹۶	۴٫۹۴	۹٫۵۹	۲٫۴۶	۶٫۸۳	۳٫۰۷	۸٫۱	۴٫۰۷	۲٫۲۳	۲٫۶۱	۳٫۳۱	۲٫۴۴	۸٫۱۴	۳٫۸۱
P	۱۵۷۱٫۳	۱۳۹۶٫۷	۱۲۶۵٫۷	۱۵۲۷٫۶	۱۴۴۰٫۳	۱۳۵۳٫۰	۵۲۳٫۸	۸۲۹٫۳	۶۹۸٫۳	۱۱۷۸٫۴	۱۹۲۰٫۴	۹۶۰٫۲	۱۸۷۶٫۸	۲۰۰۷٫۷	۳۵۳۵٫۳	۱۱۳۴٫۸	۱۳۹۶٫۷
K	۵۹۶۰٫۹	۷۳۰۵٫۱	۱۷۴۳٫۳	۳۹۸۴٫۶	۲۶۵۶٫۴	۱۴۹۴٫۲	۳۹۰۱٫۶	۳۲۳۷٫۵	۶۴۷۵٫۰	۳۴۸۶٫۵	۲۵۹۰۰٫۱	۶۱۴۳٫۰	۱۶۷۶۸٫۶	۱۸۴۲۸٫۹	۱۹۵۹۱٫۱	۳۴۸۶٫۵	۱۳۱۹۹٫۱
Ti	۷۹۵۵٫۴	۷۹۰۱٫۴	۷۰۷۴٫۱	۷۶۱۳٫۷	۸۵۱۲٫۹	۷۱۹۴٫۰	۴۹۱۵٫۹	۷۳۱۳٫۹	۷۶۷۳٫۶	۹۲۹۲٫۳	۷۰۱۴٫۲	۸۴۰۵٫۰	۷۷۹۳٫۵	۷۱۳۴٫۱	۶۸۴۰٫۳	۹۴۳۶٫۱	۷۱۰۴٫۱
عناصر کمیاب(ppm)																	
Ba	۴۶۰	۳۹۱	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	۲۱۸	۳۷۲	۳۴۲	۴۱۷	۱۷۴	۴۳۳
Cs	۰٫۸	۱٫۲	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	۱٫۵	<۰٫۵	۱٫۴	۰٫۹	۱٫۹	۳٫۶
Ga	۱۸	۲۱	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	۱۵	۱۹	۱۷	۱۸	۱۹	۲۰
Hf	۴٫۲	۴٫۳	۱٫۳	۲٫۲۶	۱٫۸۱	۱٫۹۲	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	۲٫۸۲	۲٫۱۲	۲٫۷	۲٫۷	۲٫۶	۳٫۶	۲٫۷	۳٫۹
Nb	۱۹	۱۶	۱۱٫۵	۲۰٫۵	۱۸٫۷	۱۳٫۳	<۱	<۱	<۱	۱۵٫۳	۷٫۴	۱۵	۱۴	۶	۱۵	۱۲	۱۷
Rb	۶	۶	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	۱۲	۴۷	۳۶	۵۷	۹	۴۷
Sr	۳۹۲	۳۴۲	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	۳۲۵	۸۲۹	۸۱۴	۱۲۳۰	۴۱۲	۳۲۳
Ta	۱٫۲	۱٫۲	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	۰٫۹	۰٫۸	۰٫۵	۱	۱	۱٫۷
Th	۳٫۶	۳٫۸	۱۱٫۵	۲۰٫۵	۱۸٫۷	۱۳٫۳	<۱	<۱	<۱	۱۵٫۳	۷٫۴	۱٫۷	۳٫۵	۵٫۳	۷٫۱	۲٫۵	۵
U	۱٫۲	۱٫۲	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	۰٫۵		۱٫۴	۲	۰٫۷	۱٫۳
V	۲۰۹	۲۴۴	۱۶۵	۱۹۶	۲۲۱	۱۷۲	۲۰۱	۲۵۳	۲۶۹	۲۱۸	۲۵۲	۲۳۲	۲۸۰	۲۸۱	۱۹۷	۲۷۳	۱۳۵
W	۵	<۱	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<۱	<۱	<۱	<۱	7	<۱
Y	۳۵	۲۹	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	۱۷	۲۱	۲۰	۲۴	۲۲	۲۲
Zr	۱۷۴	۱۸۳	۷۵	۱۰۴	۱۱۳	۱۰۴	۱۴	۱۵	۲۲	۱۰۷	۱۱۵	۱۱۱	۱۰۸	۱۱۹	۱۷۱	۱۱۹	۱۷۲
Cr	<۲۰	<۲۰	۱۵	۱۴	۱۵	۱۳	۱۰۲	۲۱۰	۲۳۸	۷۴	۲۸	۷۱۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	۱۰۰	۳۰
Ni	<۲۰	<۲۰	۲۱٫۲	۱۴٫۲	۱۱٫۹	۹٫۲	۴٫۵	۷٫۸	۵٫۵	۱۵٫۲	۲۴٫۵	۳۶۰	۲۱	۱۳	۱۰	۱۴	۱۱
La	۲۲٫۷	۲۲٫۸	۲۸	۲۰	۱۴	۱۳	۱۰	۹	۹	۱۹	۲۹	۱۴	۲۷٫۹	۲۹٫۸	۴۵٫۳	۱۸	۲۷٫۴
Ce	۴۶٫۴	۴۶٫۵	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	۲۸٫۸	۵۵٫۷	۶۱٫۴	۹۰٫۱	۳۸٫۸	۵۳٫۴
Pr	۵٫۸۲	۵٫۵۴	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	۳٫۵۹	۶٫۹۷	۷٫۴۶	۱۰٫۳	۴٫۹۱	۶٫۳
Nd	۲۴٫۸	۲۳٫۶	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	۱۴٫۷	۲۹٫۵	۳۱٫۲	۴۱٫۳	۲۱٫۱	۲۵٫۳
Sm	۶	۵٫۵	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	۳٫۶	۶٫۲	۶٫۷	۷٫۸	۵	۵٫۴
Eu	۱٫۶۴	۱٫۶۲	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	۱٫۱۹	۱٫۹۵	۱٫۹۸	۲٫۴۳	۱٫۵۲	۱٫۷۱
Gd	۶	۵٫۳	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	۳٫۶	۵٫۱	۵٫۴	۶٫۱	۴٫۴	۴٫۵
Tb	۱	۰٫۹	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	۰٫۵	۰٫۸	۰٫۷	۰٫۸	۰٫۷	۰٫۷
Dy	۶٫۳	۵٫۶	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	۳٫۴	۴٫۲	۴٫۱	۴٫۷	۴٫۵	۴٫۶
Ho	۱٫۳	۱٫۱	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	۰٫۷	۰٫۸	۰٫۷	۰٫۹	۰٫۹	۰٫۹
Er	۳٫۶	۳٫۳	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	۱٫۸	۲٫۲	۲٫۱	۲٫۴	۲٫۳	۲٫۵
Tm	۰٫۵۴	۰٫۵	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	۰٫۲۵	۰٫۳	۰٫۲۹	۰٫۳۴	۰٫۳۵	۰٫۳۸
Yb	۳٫۵	۳٫۲	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	۱٫۶	۱٫۹	۱٫۹	۲٫۳	۲٫۳	۲٫۵
Lu	۰٫۵۶	۰٫۵۱	۰٫۲۹	۰٫۳۲	۰٫۲۹	۰٫۳۴	۰٫۲۱	۰٫۳۱	۰٫۳	۰٫۴۲	۰٫۳	۰٫۲۴	۰٫۲۹	۰٫۲۷	۰٫۳۷	۰٫۳۵	۰٫۳۸
Pb	۵	۶	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	<۵	<۵	۱۳	۱۹	۱۱	۳۷
Eu/Eu*	۰٫۸۴	۰٫۹۲	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	۱٫۰۱	۱٫۰۶	۱٫۰۱	۱٫۰۸	۰٫۹۹	۱٫۰۶
(La/Yb)N	۴٫۳۷	۴٫۸	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	۵٫۹	۹٫۹	۱۰٫۵۷	۱۳٫۲۸	۵٫۲۸	۷٫۳۹
(La/Sm)N	۲٫۳۸	۲٫۶۱	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	۲٫۴۵	۲٫۸۳	۲٫۸	۳٫۶۵	۲٫۲۶	۱۹٫۳
(Eu/Yb)N	۱٫۳۳	۱٫۴۴	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	۲٫۱۱	۲٫۹۲	۲٫۹۶	۳	۱٫۸۸	۱٫۹۴



شکل ۴ الف) نمودار TAS [۲۸] برای رده‌بندی سنگ‌های مورد بررسی؛ ب) نمودار Nb/Y نسبت به Zr/Ti [۲۷] برای رده بندی سنگ‌های آتشفشانی بر اساس؛ پ) نمودار Y نسبت به Zr [۲۹].



شکل ۵ الف) نمودارعنکبوتی عناصر فرعی بهنجار شده بر اساس گوشته اولیه [۳۱] و ب) نمودار عنکبوتی عناصر خاکی نادر بهنجار شده به کندریت [۳۱] برای سنگ‌های مافیک منطقه مورد بررسی و مقایسه با ترکیب میانگین N-MORB, E-MORB, IAB وOIB [۳۱]. نشانه‌های استفاده شده همانند شکل ۴ هستند.

در مورد منطقه مورد بررسی، به نظر می‌رسد که بیش از یک عامل در این ایجاد این ناهنجاری‌ها دخالت داشته‌اند.

ویژگی‌های عناصر کمیاب در بازالت‌های مورد بررسی تفاوت معنی‌داری به بازالت پشته‌های میان اقیانوسی نوع مورب عادی (N-MORB) و شباهت‌هایی به بازالت‌های جزیره‌ای اقیانوسی (OIB) و بازالت پشته‌های میان اقیانوسی نوع مورب غنی‌شده (E-MORB) از نظر غنی‌شدگی از LILEها و تهی‌شدگی از HFSEها دارند و از این نظر، بیشترین شباهت را به مذاب‌های برآمده از یک منبع شبیه OIB اما دگرنهاده نشان می‌دهند (شکل ۵ الف).

در نمودار بهنجار شده با کندریت [۳۱] (شکل ۵ ب)، همه نمونه‌های مناطق مورد بررسی غنی‌شدگی نمایانی از عناصر خاکی‌نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) نشان می‌دهند. غنی‌شدگی نسبی این عناصر با نسبت‌های $(La/Sm)_N$، $(Sm/Yb)_N$ و $(La/Yb)_N$ نیز مشخص می‌شود که به ترتیب در گستره ۲٫۵-۳٫۲، ۱۱٫۶-۴۰٫۵ و ۱٫۸-۳٫۶ تغییر می‌کنند. الگوهای تقریباً موازی این نمونه‌ها می‌توانند بیانگر درجه‌های جدایش مشابه و یا نشانگر ارتباط زایشی نمونه‌ها باشند. نبود هیچ ناهنجاری مثبت یا منفی Eu در سنگ‌های مورد بررسی $(Eu/Eu^* = 0.8-1.1)$ به همراه نبود ناهنجاری قابل‌توجهی از عنصر Sr می‌تواند به دلیل سهیم نبودن پلاژیوکلاز به عنوان فاز مداخله کننده طی فرآیند ذوب بخشی سنگ خاستگاه و یا عدم تبلور جدایشی آن از ماگما باشد. افزون بر این‌ها، تبلور همزمان کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول و یا پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن از ماگما نیز می‌تواند ناهنجاری Eu را تعدیل کند [۳۴].

زمین شیمی ایزوتوپی

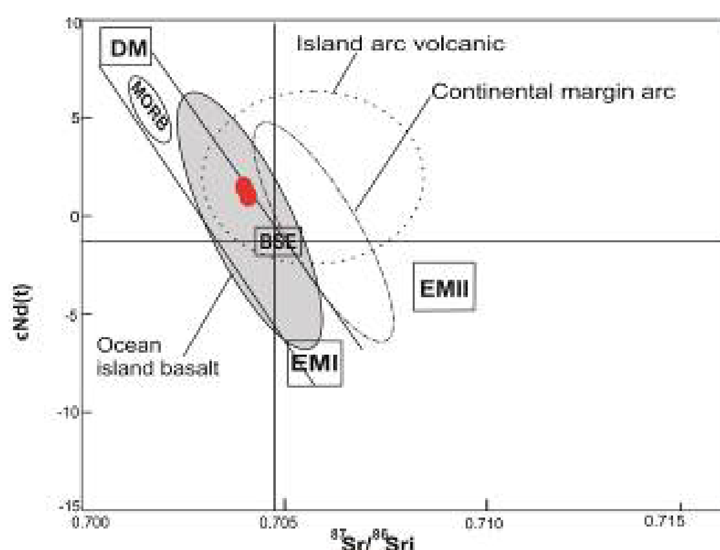
مقادیر εNd نسبت به $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه مربوط به نمونه‌های انتخابی مورد بررسی در نمودار ایزوتوپی Sr-Nd جایابی شده‌اند (شکل ۶). نسبت‌های اولیه $^{87}Sr/^{86}Sr$ و مقادیر εNd بر اساس سن ۸۰ میلیون سال (بدست آمده از سن سنگواره‌های شاخص در این منطقه) محاسبه شده‌اند. $^{87}Sr/^{86}Sr$ ، $^{143}Nd/^{144}Nd$ به ترتیب مقادیری برابر با ۰٫۷۰۴۵ تا ۰٫۷۰۶۷ و ۰٫۵۱۲۵۸ تا ۰٫۵۱۲۷۴ و εNd(t) مقادیری از ۱ تا ۴٫۱۴ را نشان می‌دهند. گستره نسبت‌های ایزوتوپی Nd و Sr برای نمونه‌های مورد بررسی نشان می‌دهد که آن‌ها از یک خاستگاه گوشته‌ای تهی شده در یک محیط فرورانش جزیره کمانی طی فرورانش شکل گرفته و از ماهیت اولیه خود در اثر مواد برآمده از صفحه فرورونده فاصله گرفته‌اند. براساس نمودار ایزوتوپی Sr-Nd نیز، این سنگ‌ها در گستره بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) و به سمت EM-II قرار دارند (شکل ۶) که می‌تواند نشان‌دهنده فرآیندهای ماگمایی مربوط به سامانه باز (با در نظر گرفتن نقش آلودگی پوسته)، فرآیندهای غنی‌شدگی پیش از تشکیل و یا یک خاستگاه (گوشته سنگ کره‌ای زیر قاره‌ای (SCLM) باشد.

بحث

ارزیابی اثر دگرسانی

چنان که در بخش سنگ‌نگاری بیان شد، وجود کانی‌های ثانویه چون کلریت، سریسیت، کلسیت و کانی‌های رسی و مقادیر متغیر LOI (۲٫۲-۹٫۶ درصد وزنی، جدول ۲) شواهدی از دگرسانی با درجه‌های متغیر در برخی از سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی هستند. از این رو، مهم است که پیش از تفسیر نتایج، نخست اثر دگرسانی بر نمونه‌های بررسی شده ارزیابی گردد.

عناصر با شدت میدان بالا (Ti، Zr، Y، Nb، Ta، Hf) عناصر خاکی‌نادر (از La تا REE: Lu) و فلزهای واسط (Co، Cr، Ni، Sc و غیره) بی‌حرکت‌تر از عناصر سنگ دوست بزرگ یون (؛ Na، K، Rb، Sr، Cs، Ba و غیره) در سنگ‌های ماگمایی طی دگرسانی دمای پایین هستند [۳۵]. تحرک عنصری برای سنگ‌های آتشفشانی با رسم عناصر نسبت به Zr (به عنوان عنصری غیرمتحرک) بررسی شد. نمونه‌های آوج روند به نسبت صعودی را در نمودار K_2O و Na_2O نسبت به L.O.I نشان می‌دهند درحالیکه سایر نمونه‌ها هیچ روندی را دنبال نمی‌کنند که بیانگر اثر دگرسانی بر نمونه‌های منطقه آوج در مقایسه با سایر نمونه‌هاست. با این وجود، همبستگی تقریباً صعودی اما پراکنده K_2O و Na_2O با Zr می‌تواند نشان دهنده اثر دگرسانی بر این عناصر باشد [۳۶]. همبستگی متوسط بین عناصر Hf، Th، Nb، و La به عنوان نمایندگانی از HFSEها و REEها نسبت به Zr (آورده نشده است)، نشان می‌دهد که این عناصر به نسبت نامتحرک رفتار نموده‌اند [۳۷]. بنابراین، در این پژوهش از عناصر متحرک با احتیاط استفاده نموده و بیشتر روی عناصر کم‌تحرک برای بررسی فرآیندهای ماگمایی تمرکز کرده‌ایم.



شکل ۶ نمودار مقادیر ISr نسبت به εNd (t) برای نمونه‌های منطقه مورد بررسی؛ DM (گوشته تهی شده= MORB :بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی: زمین سیلیکات حجیم OIB :بازالت‌های جزایر اقیانوسی= EMI (گوشته غنی شده نوع دو ؛ EMII : (گوشته غنی شده نوع دو [۳۲]). نشانه‌های استفاده شده مانند شکل ۴ هستند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.2.7]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.435]

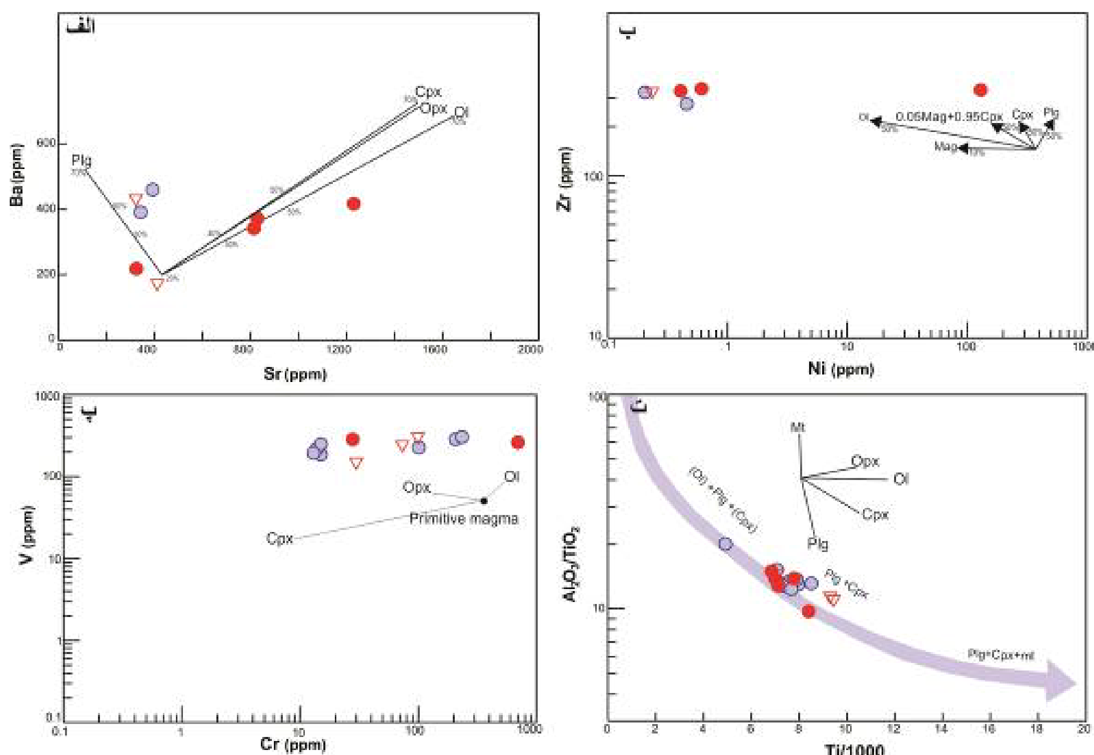
جدول ۲ نتایج تجزیه ایزوتوپی Sr-Nd برای سنگ‌های مافیک آتشفشانی مناطق مورد بررسی.

نمونه	Age	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Erro (2s)	$^{87}Sr/^{86}Sri$	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	Erro (2s)	εNd(t)	$^{143}Nd/^{144}Ndi$
B 39	۸۰	۰/۰۴۴	۰/۷۰۴۵۲	۰/۰۰۰۰۲۵	۰/۷۰۴۴۷	n.a.	n.a.	n.a.	n.a	۰
Sh 3	۸۰	۰/۱۰۷	۰/۷۰۴۱۶	۰/۰۰۰۰۲۴	۰/۷۰۴۰۴	۰/۱۴	۰/۵۱۲۶۹	۰/۰۰۰۰۲۳	۱/۴۷	۰/۵۱۲۶۱
Sh 10	۸۰	۰/۱۶۴	۰/۷۰۴۳۳	۰/۰۰۰۰۲۱	۰/۷۰۴۱۴	۰/۱۲۷	۰/۵۱۲۶۵	۰/۰۰۰۰۱۷	۱/۰۰	۰/۵۱۲۵۹

تبلور جدایشی

مقادیر کم تا به نسبت بالای MgO (۲-۱۳ درصد) و Mg# (۲۴/۷-۶۹/۵) و همچنین فراوانی کم کروم (کمتر از ۲۰ ppm-۱۰۰) و متغیر نیکل (کمتر از ۲۰ ppm-۳۶۰) در نمونه‌های مورد بررسی نشان می‌دهد که آنها نمی‌توانند ناشی از ماگماهای اولیه برآمده از گوشته (با Mg#>۷۰، Ni>۴۰۰-۵۰۰ و Cr>۱۰۰۰) باشند و پس از ترک خاستگاه گوشته‌ای خود دستخوش دگرگونی شیمیایی زیادی شده و درجه‌های قابل توجهی از تبلور جدایشی را تجربه کرده‌اند [۳۸]. نمونه‌های بازالتی در هر یک از مناطق مورد بررسی روندهای متمایزی را در نمودارهای تغییرات اکسید عناصر اصلی نسبت به SiO_2 نشان می‌دهند، با این وجود، تبلور جدایشی در هرگروه دیده می‌شود (شکل ۵).

کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز و به‌ندرت الیوین فازهای اصلی درشت‌بلور در نمونه‌های نوبران و حلب هستند، در حالیکه در سنگ‌های منطقه آوج، افزون بر این فازها، درشت‌بلورهای الیوین نیز حضور قابل توجهی دارند. براساس مدلسازی ضریب جدایش برای Sr و Ba، نمونه‌های مورد بررسی دچار جدایش کلینوپیروکسن و الیوین (بازالت‌های آوج) و به مقدار کمتر پلاژیوکلاز (نوبران و حلب) شده‌اند (شکل ۷ الف). مدلسازی Ni نسبت به Zr نیز نشان می‌دهد که جدایش کانی‌های اکسیدی و الیوین نقش مهمی در تکامل نمونه‌های مورد بررسی داشته‌اند (شکل ۷ ب). تبلور فازهای اکسید آهن، الیوین و کلینوپیروکسن در نمودار V نسبت به Cr نیز تایید می‌شود (شکل ۷پ). نبود ناهنجاری Eu در نمونه‌های مورد بررسی می‌تواند تاییدی بر تفریق ناچیز کانی‌های پلاژیوکلاز در این ماگماها باشد (شکل ۵ ب). در نمودار Al_2O_3/TiO_2 نسبت به Ti و بر پایه نتایج سنگ‌نگاری، سنگ‌های بازالتی در راستای روند تمایز مشخص شده توسط تبلور الیوین + پلاژیوکلاز + کلینوپیروکسن + مگنتیت جایابی می‌شوند (شکل ۷ت).



شکل ۷ نمودارهای نسبت عناصر اصلی و فرعی جهت بررسی تبلور جدایشی پس از تشکیل این سنگ‌ها در منطقه مورد بررسی. نشانه‌های استفاده شده مانند شکل ۴ هستند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.2.7]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.435]

آلایش پوسته‌ای

به خوبی می‌دانیم که وقتی مذاب‌های بازالتی از میان پوسته عبور می‌کنند و روی یا درون آن قرار می‌گیرند، برخی از اجزای شیمیایی از پوسته می‌توانند به درون ماگماهای بازالتی وارد شوند. اغلب مواد پوسته‌ای در Zr و Hf غنی اما از Nb، Ta و Ti تهی شده‌اند [۳۹]. نمونه‌های مورد بررسی با ناهنجاری منفی Nb و Ti و نبود ناهنجاری مثبت Zr شناخته می‌شوند (شکل ۵) که به احتمال بسیار بیانگر اهمیت کم اثر پوسته قاره‌ای بر ماگماهای تشکیل دهنده این سنگ‌هاست.

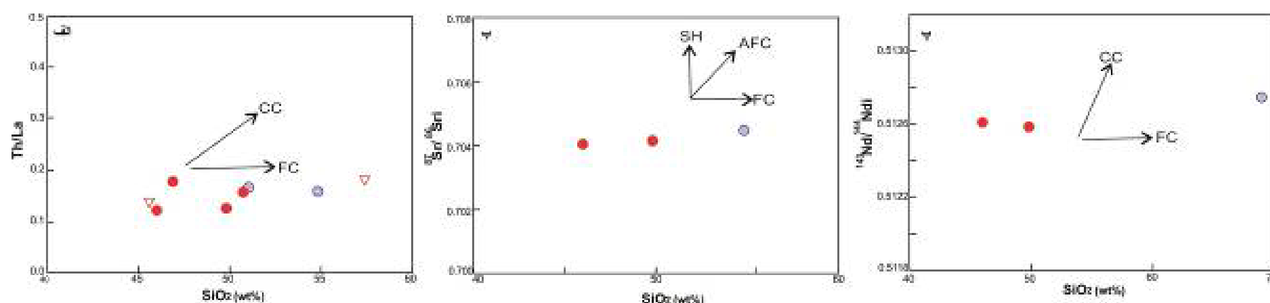
از دیگر شاخص‌های حساس آلودگی پوسته، نسبت P_2O_5/K_2O است، چرا که سنگ‌های پوسته‌ای با ترکیب سیلیسی اغلب مقادیر کم (کمتر از ۰/۱) در حالیکه ماگماهای برآمده از گوشته اغلب نسبت‌های بالایی دارند [۳۹]. مقادیر بالای P_2O_5/K_2O در همه نمونه‌های مورد بررسی (۰/۲-۱/۷، به جز یک نمونه) بیانگر نبود آلودگی قابل توجهی از پوسته قاره‌ای در خاستگاه این سنگ‌هاست.

برای بررسی بیشتر نقش آلودگی، می‌توان از نسبت عناصر کمیاب استفاده کرد. برای مثال، هر دو پوسته بالایی و پایینی نسبت Ce/Pb پایینی دارند (کمتر از ۵) [۴۰]، اما این نسبت برای ترکیب‌های گوشته و گوشته اولیه به ترتیب حدود ۲۵ و ۹ است [۴۱]. متوسط نسبت Ce/Pb در سنگ‌های مورد بررسی برابر با ۷/۷ بوده که بیشتر نزدیک به مقادیر گوشته‌ای است.

نقش احتمالی پوسته قاره‌ای براساس نمودار SiO_2 نسبت به Th/La به عنوان یک شاخص حساس به آلودگی پوسته نیز بررسی شد (شکل ۸ الف). همبستگی نداشتن مقادیر Th/La با SiO_2 نقش گسترده آلودگی پوسته طی تکامل بیشتر نمونه‌های بازیک مناطق مورد بررسی را رد می‌کند. از آنجا که تبلور جدایشی نمی‌تواند ترکیب‌های ایزوتوپی Sr و Nd را تغییر دهد، تغییرات ایزوتوپی در سنگ‌های آتشفشانی مناطق مورد بررسی شاید نشانگر تغییرات ایزوتوپی در خاستگاه گوشته‌ای آنها یا ناشی از برهم‌کنش پوسته و ماگمای برآمده از گوشته باشد. مقادیر مثبت εNd (۸۰ میلیون سال)، مقادیر پایین نسبت $^{87}Sr/^{86}Sri$ و نبود همبستگی $^{87}Sr/^{86}Sri$ و $^{143}Nd/^{144}Ndi$ با افزایش نسبت SiO_2 (شکل‌های ۸ ب، پ) بیانگر نقش کمرنگ آلایش پوسته‌ای کادومین ایران نسبت به تبلور جدایشی در خاستگاه این سنگ‌ها طی صعود ماگماست.

خاستگاه گوشته ای ماگماهای کرتاسه

بسیاری از ویژگی‌های زمین‌شیمیایی بازالت‌ها (نسبت‌های عناصر کمیاب و ایزوتوپی) از خاستگاه گوشته‌ای آنها به ارث رسیده است و به طور قابل‌توجهی طی ذوب‌بخشی و تبلور جدایشی تغییر نیافته‌اند. در نمودار ایزوتوپی Sr-Nd، نمونه‌های منطقه آوج بر آرایه گوشته‌ای و در گستره OIB جایابی می‌شوند. این نمونه‌ها نسبت به نمونه‌های منطقه نوبران و حلب شبیه‌ترین الگوهای زمین‌شیمیایی را به (OIB) نیز نشان می‌دهند (شکل ۵). این در حالی است که سایر نمونه‌ها بین الگوهای E-MORB و OIB قرار می‌گیرند. به طور کلی، این ویژگی‌های ایزوتوپی و زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند که نمونه‌های مورد بررسی از نظر ایزوتوپی از یک گوشته تهی شده شکل گرفته‌اند که توسط اجزای برآمده از سنگ کره فرورونده اقیانوسی (سیال‌ها یا مذاب) دگرنهاده و غنی شده‌اند.



شکل ۸ نمودارهای SiO_2 نسبت به نسبت‌های ایزوتوپی و عناصر کمیاب برای نشان دادن نقش فرآیندهای آلایش و تبلور در نمونه‌های مورد بررسی. نشانه‌های استفاده شده مانند شکل ۴ هستند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.2.7]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.435]

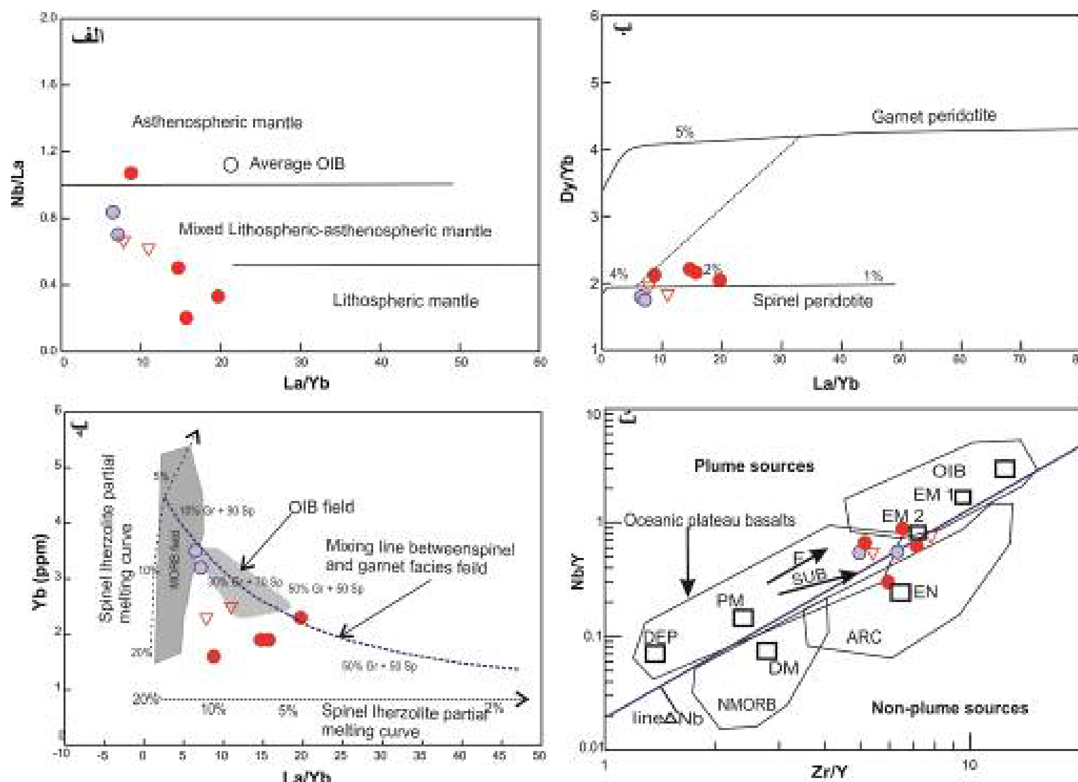
[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.2.7]

[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.435]

نسبت Zr/Ba به عنوان یک نشانگر زمین شیمیایی اغلب برای تشخیص بین خاستگاه سست کره‌ای (بیش از ۰/۵) و گوشته سنگ کره ای (۰/۳-۰/۵) استفاده می‌شود [۴۲]. نسبت-های Zr/Ba و Zr/Hf نمونه‌های مورد بررسی به ترتیب در گستره‌های ۰/۳ تا ۰/۷و ۳۲/۹ تا ۶۴/۴ قرار دارند که نشان دهنده یک خاستگاه آمیخته از گوشته‌های ست‌کره‌ای و سنگ کره‌ای برای این سنگ‌هاست. این نتیجه با جایابی این نمونه‌ها در نمودار La/Yb نسبت به Nb/La نیز تایید می‌شود، که آنها در محل آمیختگی دو گوشته سست‌کره‌ای و سنگ کره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۹ الف).

ماگماهای بازالتی ناشی از یک خاستگاه گوشته‌ای گارنت‌دار مقادیر بالاتری از Tb/Yb نسبت به ماگماهای برآمده از یک گوشته اسپینل‌دار دارند. نسبت پایین Tb/Yb (۰/۲۸تا ۰/۴۲) در نمونه‌های مورد بررسی بیانگر یگ خاستگاه پریدوتیتی اسپینل‌دار برای همه آنهاست. خاستگاه اسپینل‌دار یا نبود گارنت در خاستگاه براساس مقادیر پایین Zr/Y (کمتر از ۶) و Nb/Y (کمتر از ۱) نیز قابل بررسی است. این نسبت‌ها در نمونه‌های مورد بررسی به ترتیب از ۵ تا ۷/۸ و ۰/۳ تا ۰/۹ متغیر هستند.

از آنجا که مقادیر Y وYb در مذاب‌های اولیه بوسیله گارنت باقیمانده طی ذوب گوشته پریدوتیتی [۴۳] عناصری بافر محسوب می‌شوند؛ مذاب‌های تولید شده از ذوب‌بخشی پریدوتیت‌های گوشته بالایی در گستره پایداری گارنت، مقادیر بالایی از La/Yb و Sm/Yb و مقادیر پایین Yb را نشان می‌دهند [۴۴]. این در حالی است که اسپینل دارای ضریب جدایش مشابه برای Yb، Gd و Dy با تنها جدایش بسیار جزئی طی ذوب در گستره پایداری اسپینل مشخص می‌شود. بنابراین، مقادیرHFSEها و REEها در اصل با درجه ذوب بخشی و ترکیب‌های گوشته کنترل می‌شوند [۴۵]. از این رو، برای تعیین خاستگاه گوشته احتمالی سنگ‌های بازالتی مورد بررسی، مدل ذوب‌بخشی غیر مودال بر اساس La/Yb نسبت به Dy/Yb ارائه شده که نشان دهنده ذوب‌بخشی ۲ تا ۴ درصدی یک خاستگاه لرزولیت اسپینل‌دار به عنوان خاستگاه این سنگ-هاست (شکل ۹ ب). البته، نمونه‌های منطقه آوج تمایل‌هایی را به سوی روند گارنت لرزولیت نیز نشان می‌دهند.



شکل ۹ نمودارهای الف) La/Yb نسبت به Nb/La [۴۶]، ب) La/Yb نسبت به Dy/Yb [۴۷]، پ) La/Yb نسبت بهYb [۴۸] و ت) Zr/Y نسبت به Nb/Y[۴۹]، برای تعیین خاستگاه فعالیت ماگمایی در منطقه مورد بررسی. نشانه‌های استفاده شده همانند شکل ۴ هستند.

افزون بر این، نسبت La/Nb نزدیک به ۱ و بزرگتر از ۱ در سنگ‌های بازیک مناطق مورد بررسی شکل‌گیری آنها از یک گوشته سنگ کره‌ای را پیشنهاد می‌کند [۵۰] و براساس نمودار La/Yb نسبت به Yb (شکل ۹ پ)، اغلب نمونه‌ها در روندی هماهنگ با گوشته اسپینل لرزولیت قرار دارند. البته، نمونه‌های منطقه آوج در گستره انتقال بین منحنی‌های ذوب گارنت لرزولیت و اسپینل لرزولیت قرار می‌گیرند که نشان دهنده خاستگاهی عمیق‌تر به احتمال بسیار در گستره پایداری گارنت برای آنهاست که سپس ذوب تا خاستگاه کم عمق‌تر در گستره اسپینل لرزولیت ادامه یافته است.

استفاده از مفهوم زبانه گوشته [۵۱] در عمق انتقال بین اسپینل و گارنت برای انجماد پریدوتیت (۷۵ تا ۸۰ کیلومتر، [۵۲])، نشان می‌دهد که بالاآمدن سست کره در نظام‌های فرورانش تا عمق کمتر از ۸۰ کیلومتر نیز امکانپذیر است و در نتیجه می‌تواند گرمای مورد نیاز برای ذوب گوشته بالایی را در یک سامانه کششی فراهم کند. این نتیجه با نسبت‌های Zr/Y و Nb/Y نیز تایید می‌شود. نمونه‌های مورد بررسی با مقادیر بالای این نسبت‌ها روی خط ΔNb و بین دو بخش خاستگاه در ارتباط و یا بی ارتباط به زبانه ماگمایی جایابی می‌شوند و می-تواند نشان دهنده نقش احتمالی سست کره در تشکیل سنگ-های کرتاسه باشد (شکل ۹ ت).

نقش اجزای فرورانش در خاستگاه

در نمودار Th/Yb نسبت به Nb/Yb، سنگ‌های دگرنهاده توسط سیال‌ها و مذاب‌های برآمده از رسوب‌های فرورانشی اغلب در گستره کمان‌های اقیانوسی و قاره‌ای جایابی می‌شوند. نمونه‌های مورد بررسی در این نمودار در راستای آرایه گوشته و نزدیک OIB قرار می‌گیرند که با شکل‌گیری آنها از یک گوشته غنی‌شده از نظر زمین‌شیمیایی در یک محیط کرانه فعال قاره-ای همخوانی دارد که خاستگاه گوشته‌ای آن‌ها در معرض مقادیر بالای اجزای فرورانش قرار نگرفته‌اند. با این وجود، جایابی نمونه‌های مورد بررسی در نمودار Nb/Ta نسبت به Nb (شکل ۱۰ الف) به روشنی نقش تبلور جدایشی و ورود رسوب‌ها به خاستگاه ماگما را نشان می‌دهد [۵۳].

از نظر زمین‌شیمیایی، سهم گوشته نسبت به اجزای برآمده از پوسته اقیانوسی فرورونده طی سنگ‌زایی بازالت‌های کمانی را می‌توان براساس نمودارهای نسبت عناصر کمیاب M/Yb (M عنصر کمیاب مورد نظر) نسبت به Nb/Yb تعیین نمود [۵۴].

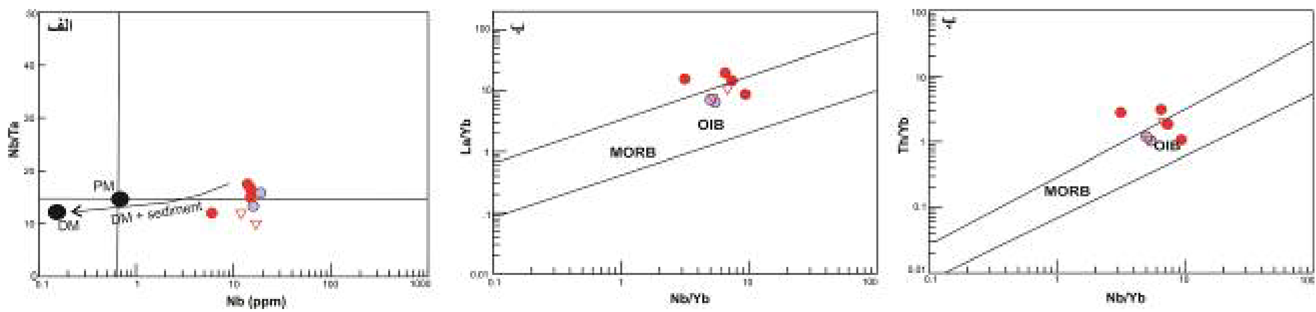
در صورت اضافه نشدن هیچ یک از عناصر Nb و Yb به گوه گوشته‌ای در نظام‌های فرورانش افزودن مقادیر متغیر یک جزء پوسته‌ای غنی از عناصر کمیاب به گوشته منجر به مقادیری از M/Yb می‌شود که با ترکیب‌های ثابت و دائمی بازالت‌های اقیانوسی برآمده از گوشته (آرایه گوشته‌ای) متفاوت است. مقدار جابجایی M/Yb از آرایه گوشته به بزرگی سهم اجزای مربوط به فرورانش و درجه غنی‌سازی یا تهی‌شدگی خاستگاه بستگی دارد و کران بالای آرایه گوشته در این نمودارها به عنوان حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد سهم اجزای فرورانش در خاستگاه ماگما تعبیر می‌شود [۵۳،۳۳]. نمونه‌های مورد بررسی در نمودار Nb/Yb نسبت به M/Yb در منطقه بالای OIB جایابی می‌شوند که می‌تواند بیانگر تغییرات محلی در ناهمگونی خاستگاه و/یا مقادیر متغیر ذوب در خاستگاه در ارتباط باشد (شکل‌های ۱۰ ب، پ).

ناهنجاری منفی Nb و مقادیر ایزوتوپی Sr و Nd به احتمال بسیار نمایانگر ویژگی‌های ترکیبی یک خاستگاه گوشته‌ای تهی شده که با فرآیندهای در ارتباط با فرورانش غنی شده است هستند [۵۴]. این فرآیندها می‌توانند بازیافت و ترکیب‌های برآمده از پوسته اقیانوسی طی فرورانش با گوشته سنگ کره‌ای [۵۵] و یا برهمکنش زبانه‌های گوشته‌ای با مذاب‌های برآمده از گوشته سنگ کره‌ای در محیط کمانی باشند [۵۶].

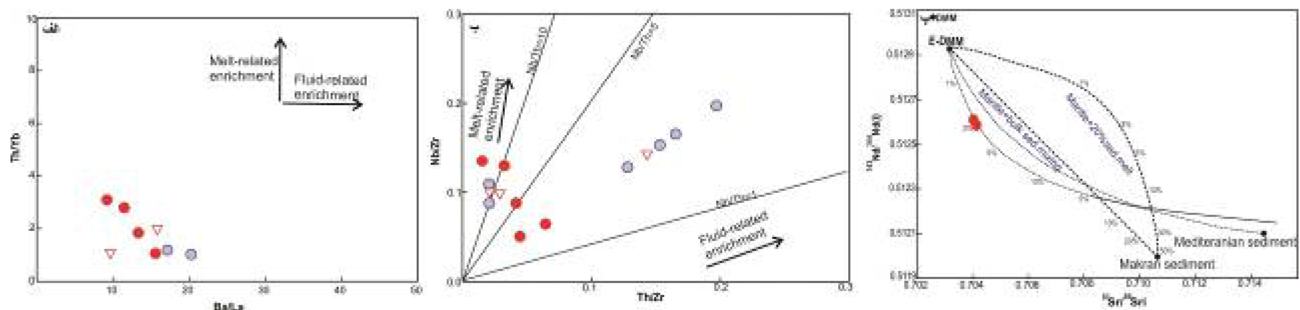
نمودارهای Ba/La نسبت به Th/Yb و Th/Zr نسبت به Nb/Zr، اثر عوامل دگرنهادی مختلف (مایع‌ها در مقابل مذاب) را در مناطق فرورانش نشان می‌دهند (شکل‌های ۱۱ الف، ب). نمونه‌های مورد بررسی در این نمودار، در راستای روند عمودی که با مذاب‌های ناشی از رسوب و همچنین سیال‌ها کنترل می‌شود، جایابی می‌شوند.

برای نشان دادن آلایش گوشته پیش از ذوب به عنوان خاستگاه سنگ‌های مورد بررسی بوسیله رسوبات یا مذاب‌های رسوبی مشتق شده از اسلب، از مدلسازی نسبت‌های ایزوتوپی $^{143}Nd/^{144}Nd$ اولیه نسبت به $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه نیز استفاده شده است (۱۱ پ). این مدلسازی نشان می‌دهد که خاستگاه سنگ-های ماگمایی مورد بررسی بوسیله اختلاط E-DMM و ۳ درصد وزنی رسوبات سنگ کره ای نوع مدیترانه حاصل شده‌اند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.2.7]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.435]



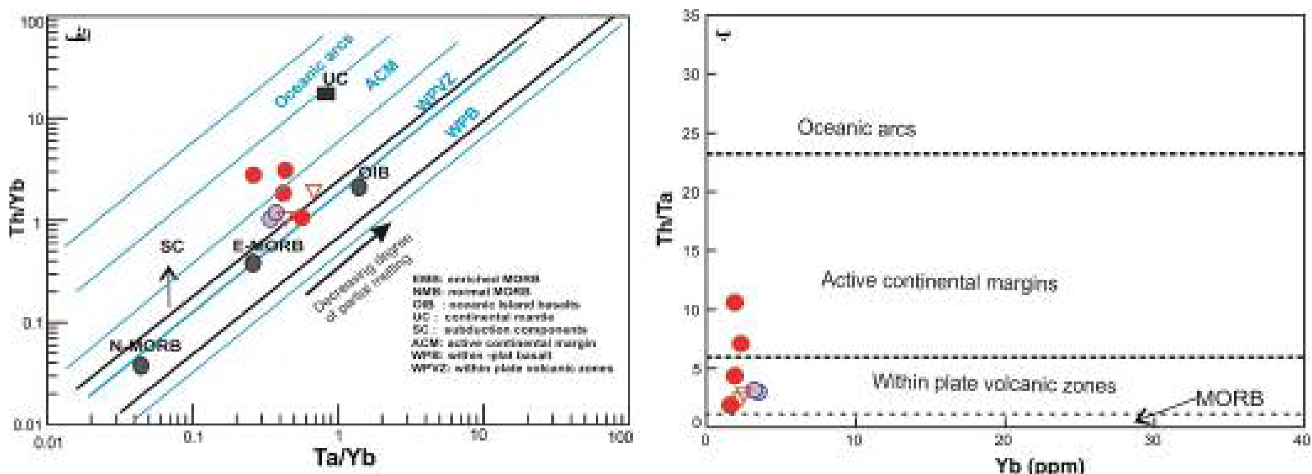
شکل ۱۰ نمودارهای الف) Nb نسبت به Nb/Ta؛ ب و پ) Nb/Yb نسبت به M/Yb [۳۵] برای بررسی نقش اجزای فرورانش در خاستگاه سنگ-های مورد بررسی.



شکل ۱۱ نمودارهای الف) Ba/La نسبت به Th/Yb [۵۷]، ب) Th/Zr نسبت به Nb/Zr [۵۸] و پ) نسبت‌های ایزوتوپی Sr و Nd اولیه (DMM و E-DMM از مرجع [۵۹]، رسوب‌های مکران از مرجع [۶۰] و رسوب‌های مدیترانه‌ای از مرجع [۶۱]. برای تعیین نوع اجزای فرورانش در خاستگاه سنگ‌های مورد بررسی.

موقعیت زمین دینامیکی ماگماهای کرتاسه

سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه پسین در آوج، نوبران و حلب ویژگی‌های زمین‌شیمیایی واضحی از محیط فرورانش را در نیمه شمالی پهنه ارومیه-دختر نشان می‌دهند. نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای تمایز زمین‌ساختی در گستره پهنه‌های ولکانیکی درون صفحه‌ای با تمایل به سمت کمان‌های آتشفشانی حاشیه قاره‌ای رسم می‌شوند (شکل ۱۲) که بیانگر یک دوره آتشفشانی در یک رژیم کششی است. چنین محیط-هایی پیش‌تر برای ماگمایی مزوزوئیک در بخش‌های شمال‌غرب [۶۲، ۶۳] و جنوب [۶۴] پهنه ماگمایی سنندج- سیرجان نیز پیشنهاد شده است.



شکل ۱۲ الف) نمودار Th/Yb نسبت به Ta/Yb [۳۵]؛ ب) نمودار Yb نسبت به Th/Ta [۶۵].

در طول کرتاسه پیشین و میانی ماگمایی به سمت شمال ایران (پهنه ارومیه- دختر) مهاجرت کرده است. نبود فعالیت-های ماگمایی در طول کرتاسه پیشین و وجود سنگ‌های نفوذی کرتاسه پسین (۷۲ تا ۸۱ میلیون سال) تنها در قسمت جنوبی (بزمان و جیرفت) کمان ماگمایی ارومیه- دختر و تغییر شکل‌های زمین‌ساختی به همراه دگرگونی‌های ۸۰ تا ۱۰۵ میلیون ساله مکران در سنگ‌های ماگمایی بزمان و جیرفت، بیانگر تغییر در سرعت همگرایی بین صفحه‌های عرب و اوراسیا بوده که سبب فعالیت دوباره ماگمایی کمانی در کرتاسه پسین شده است [۸].

در مورد چگونگی فعالیت ماگمایی در بخش شمالی کمان ارومیه- دختر بویژه مناطق مورد بررسی به نظر می‌رسد که پس از یک دوره سکون فعالیت ماگمایی در کرتاسه میانی که گوشته سست کره‌ای در آن زمان به کمترین مقدار خود رسیده یا به طور کلی محو شده است، سنگ کره فرورونده در کرتاسه پسین در زیر کمان ماگمایی ارومیه- دختر، به نسبت شیب‌دار شده و در مراحل بعدی شروع به عقبگرد کرده است. افزایش شیب و عقبگرد سنگ کره اقیانوسی سبب نازک شدگی، کشش در سنگ کره بالای فرورانش و بالاآمدن جریان‌های سست کره-ای [۶۵] و در نتیجه ذوب گوه گوشته‌ای دگرنهاده در میدان پایداری گارنت (کمتر) و اسپینل (بیشتر) شده و سرانجام فعالیت ماگمایی کرتاسه پسین به صورت جزئی در شمال زمین درز پهنه صفحه‌های عرب–اوراسیا در یک محیط کششی درون کمانی یا پشت کمانی از سرگرفته شده است. شار گرما و مذاب ناشی از بالا آمدن سست کره در مراحل بعدی، نظام کششی در گوشته سنگ کره‌ای [۶۶] را در زمان ترشیری آسانتر نموده است. فعالیت ماگمایی نادر و پراکنده طی کرتاسه پسین در ارومیه- دختر مانند فعالیت ماگمایی در کمربند ماگمایی آند در شمال شیلی [۶۷] و شمال‌شرق آسیا [۶۸] است که در همه این موارد، پس از یک دوره فرورانش مسطح سنگ کره اقیانوسی، یک دوره اشتعال شدید ماگمایی دیده می‌شود.

گفتنی است که سنگ‌های بازیک مورد بررسی با ویژگی زمین شیمیایی شبیه به OIB مشخص می‌شوند که متفاوت از بازالت‌های پشت کمانی معمولی با ویژگی‌های MORB و جزایر کمانی (IAT) [۶۹] و شبیه سنگ‌های بازالتی پشت کمانی در آند جنوبی واقع در غرب آرژانتین، بازالت های رشته کوه ژانگ گوانگچای [۷۰] و ناوه آلیناوای میانی [۷۱] هستند.

مدل پیشنهاد شده دراینجا توسط پژوهش‌های پیشین [۹، ۷۲] نیز تایید می‌شود. برخی معتقدند که پس از شروع فرورانش نئوتتیس در زیر ایران مرکزی، یک حوزه پشت کمانی در شمال پهنه سنندج- سیرجان باز شده است و ماگماهایی با ویژگی‌های یک خاستگاه گوشته‌ای دگرنهاده شده با مقادیر کمی از سیال‌ها و یا مذاب‌های برآمده از سنگ کره اقیانوسی و مذاب‌های برآمده از گوشته (شبیه MORB و IAT) تولید شده‌اند.

مقایسه منطقه مورد بررسی با فعالیت ماگمایی کرتاسه پسین در کمان ماگمایی ارومیه- دختر

به طور کلی، فعالیت ماگمایی کرتاسه در ارومیه- دختر به ندرت رخ داده و یا تا کنون انگشت شمار بررسی و گزارش شده است.

در منطقه میمه در شمال‌غرب اصفهان، رخنمون‌هایی از آتشفشانی‌های کرتاسه با ترکیب داسیت، آندزیت و بازالت وجود دارند که ویژگی‌های زمین‌شیمیایی در ارتباط با فرورانش را نشان می‌دهند. این سنگ‌ها با ویژگی‌های شیمیایی عناصر کمیاب و خاکی‌نادر شبیه به نمونه‌های مورد بررسی، ماهیت آهکی قلیایی و مقادیر بالای Nb/Ta (بیش از ۱) مشخص می-شوند [۷۳]. فعالیت ماگمایی کرتاسه میمه به خاستگاهی دگرنهاده که دستخوش آلایش پوسته‌ای شده‌اند، نسبت داده شده است.

فعالیت ماگمایی ۷۲ تا ۸۱ میلیون ساله بزمان [۶۶] نیز مانند سنگ‌های مورد بررسی به سری نیمه قلیایی وابسته است و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی شبیه گرانیتوئیدهای نوع I را نشان

می‌دهند. $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه (۰/۷۰۴۳ تا ۰/۷۰۵۳) در سنگ‌های ماگمایی بزمان نیز به آلایش پوسته‌ای در مراحل نهایی تشکیل این سنگ‌ها نسبت داده شده است. بر پایه زمین‌شیمی عناصر کمیاب، خاستگاه ماگمایی بزمان یک گوشته دگرنهاده شده با ترکیب فلوگوپیت-اسپینل لرزولیت و یا فلوگوپیت-گارنت لرزولیت تشخیص داده شده است.

برداشت

فعالیت ماگمایی کرتاسه پسین در نیمه شمالی کمان ماگمایی ارومیه- دختر در منطقه نوبران- آوج- حلب با سنگ‌های آتشفشانی نیمه قلیایی معرفی می‌شود. سنگ‌های بازیک این مناطق با ویژگی‌های در ارتباط با فرورانش یعنی غنی‌شدگی LILEها و LREEها، ناهنجاری منفی Nb، Ta و Ti و الگوی به نسبت هموار و جدایش نیافته HREEها مشخص می‌شوند. بر اساس داده‌های ایزوتوپی و زمین‌شیمیایی، خاستگاه این سنگ‌ها یک گوه گوشته سنگ کره‌ای دگرنهاده شده در پهنه انتقال بین گستره گارنت و اسپینل لرزولیت که با اجزای برآمده از سنگ کره اقیانوسی در پهنه فرورانش پیش از ذوب غنی شده‌اند.

مدل زمین پویایی ارائه شده در اینجا نشان می‌دهد که سنگ‌های مافیک منطقه مورد بررسی در یک نظام کششی درون کمانی ایجاد شده‌اند. در این منطقه، عقبگرد سنگ کره اقیانوسی و در پی آن، خیزش سست‌کره درون گوشته بالایی در زمان فرورانش، گرمای مورد نیاز برای ذوب گوشته و سپس آمیختگی جزئی با آن در زمان کرتاسه پسین پس از یک دوره سکون ماگمایی را فراهم نموده‌اند. این سنگ‌ها به عنوان نخستین تظاهرات ماگمایی در کمان ماگمایی ارومیه- دختر شناخته می‌شوند.

قدردانی

این پژوهش با حمایت مالی دانشگاه هرمزگان به انجام رسیده است. نگارندگان از زحمات این دانشگاه و همه عزیزانی که در این پژوهش به نوعی کمک و همکاری نموده‌اند، نهایت سپاس و تشکر را دارند.

مراجع

[1] Stocklin J., Nabavi M.H., *"Tectonic Map of Iran 1:2,500,000*", Geological Survey of Iran (1973).

[2] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Whitechurch H., Vrielynck B., Spakman W., Monie P., Meyer B., Wortel R., *"Zagros orogeny: a subduction-dominated process",* Geological Magazine 148 (2011) 692–725.

[3] Berberian M., King G.C.P., *"Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran*", Canadian. Earth Sciences 18 (1981) 210-265.

[4] Hassanzadeh J., Wernicke B.P., *"The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions*", Tectonics 35(1) (2016) 586–621.

[5] Mohajjel M., Fergusson C.L., *"Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran*", Journal of Structural Geology 22(8) (2000) 1125-1139.

[6] Allahyari K., Saccani E., Pourmoafi M., Beccaluva L., Masoudi F., *"Petrology of mantle peridotites and intrusive mafic rocks from the Kermanshah ophiolitic complex (Zagros belt, Iran): Implications for the geodynamic evolution of the Neo-Tethyan oceanic branch between Arabia and Iran*", Ofioliti 35(2) (2010) 71–90.

[7] Ghalamghash J., Nèdèlec A., Bellon H., Vousoughi Abedini M., Bouchez J.L., *"The Urumieh plutonic complex (NW Iran): A record of the geodynamic evolution of the Sanandaj-Sirjan zone during Cretaceous times – Part I: Petrogenesis and K/Ar dating",* Journal of Asian Earth Sciences, 35(5) (2009) 401-415.

[8] Monsef I., Rahgoshay M., Whitechurch H., *"Petrogenetic variations of the Jurassic magmatic sequences of Hoseinabad-Hajiabad regions in Sanandaj-Sirjan Zone (south of Iran)",* Petrology 1(4) (2011) 89-112.

[9] Shaker Ardakani A.R., Arvin M., Oberhansli R., Mock B., Moeinzadeh S.H., *"Morphology and petrogenesis of pillow lavas from the Ganj*

[20] Ahmadzadeh G., Jahangiri A., Lentz B. D., Mojtahedi M., *"Petrogenesis of Plio- Quaternary post- collisional ultrapotassic volcanism in NW of Marand, NW Iran*", Asian Earth Sciences 39, 37–50 (2010).

[21] Richards J.P., Sholeh A., *"The Tethyan tectonic history and Cu-Au metallogeny of Iran, in: Richards, J.R., (Ed.), Tectonics and metallogeny of the Tethyan orogenic belt*", Society of Economic Geologists Special Publication 19 (2016) 193–212.

[22] Alavi M., *"Tectonics of Zagros orogenic belt of Iran, new data and interpretation: Tectonophysics*", v. 229 (1994) p. 211–238.

[23] BERBERIAN F., (Pourhosseini), *"Petrogenesis of Iranian plutons: Natanz and Bazman intrusive complexes*",. PhD Thesis, University of Cambridge, London(unpubl.) (1981).

[24] Zahedmogaddam S., *"Petrology and geochemistry of Cretaceous volcanic rocks in Shakhdar region, NW Ab-Garm*", SW Qazvin (2017).

[25] Dolan R., Van Loon J., Templeton D., *"Assessment of ICP-MS for routine multielement analysis of soil samples in environmental trace element studies.* Fresenius', Journal of Analytical Chemistry 336 (1990) 99–105.

[26] Polat A., Hofmann A.W., *"Alteration and geochemical patterns in the 3.7–3.8 Ga Isua greenstone belt*", West Greenland: Precambrian Research 126 (2003) 197–218.

[27] Winchester J.A., Floyd P.A., *"Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Product Using Immobile Elements*", Chemical Geology 20 (1977) 325-343.

[28] Middlemost E.A.K., *"Magmas and Magmatic Rocks. An Introduction to Igneous Petrology*", Longman Group Ltd., London, New York, 266 p (1985).

[29] Muller D., Rock N. M. S., Groves D. I., *"Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic settings: a pilot study*", Mineralogy and Petrology, 46 (1992) 259-289.

ophiolitic complex, southeastern Kerman, Iran", Iranian Journal of Science 20 (2009)139–151.

[10] Gholipour S., Azizi H., Masoudi F., Asahara Y., Tsuboi M., *"Zircon U–Pb ages, geochemistry, and Sr–Nd isotope ratios for early Cretaceous magmatic rocks, southern Saqqez, northwestern Iran*", Geochemistry 81 (2021) 125687.

[11] Amidi M., Emami M.H., Michel R., *"Alkaline character of Eocene volcanism in the middle part of Iran and its geodynamic situation*", Geologische Rundschau 73 (1984) 917-932.

[12] Verdel C., Wernicke B.P., Hassanzadeh J., Guest B., *"A Paleogene extensional arc flare-up in Iran*", Tectonics 30, TC3008 (2011).

[13] Eftekharnejad J., Stocklin J., Zahedi M., Hajian J., Houshmandzadeh A., Alavi M., *"1/2500000 Scaled Map of Zanjan*", Geological Survey of Iran (1969).

[14] Caillat C., Dehlavi P., Jantin B.M., Nogol Sadat A., Hushmandzadeh A., Behruzi A., Lotfi M., Nazer N. K., Mahdavi M., *"Geological map of Saveh 1:250,000 sheet*", Geological Survey of Iran, Tehran (1984).

[15] Bolourchi M.H., *"Explanatory text of Kabudar Ahang Quadrangle Map, 1:250000*", Geological Survey of Iran, 107 pp (1979).

[16] Azizi H., Jahangiri A., *"Cretaceous subduction-related volcanism in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran",* Journal of Geodynamics 45 (2008) 178–190

[17] Dilek Y., Imamverdiyev N., Altunkaynak S., *"Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint*", Internatinal Geology Review 52 (2009) 536-578.

[18] Berberian F., Muir ID., Pankhurst R.J., Berberian M., *"Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and central Iran*", Journal of the Geological Society 139 (1982) 605-614.

[19] Berberian F., Berberian M., *"Tectono-Plutonic Episodes in Iran*", Geological Survey of Iran. 52 (1981) 566- 593.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.2.7]

[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.435]

[39] Carlson R.W., Hart W.K., *"Crustal genesis on the Oregon Plateau*", Geophysics Research 92 (1987) 6191-6206.

[40] Taylor S.R., McLennan S.M., *"The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell*", Oxford (1985) 1-312.

[41] Hofmann A.W., Jochum K.P., Seufert M., *"Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution*", Earth and Planetary Science Letters 79 (1986) 33–45.

[42] Kurkcuoglu B.U., Iftar G.K., *"A comparison of the effects of providing activity and material choice to children with autism spectrum disorders Appl Behav Anal*" 43(4) (2010) 717-21.

[43] Johnson K. T. M., *"Experimental determination of partition coefficients for rare earth and high-field-strength elements between clinopyroxene, garnet, and basaltic melt at high pressures"*, Contrib. Mineral. Petrology 133 (1998) 60 – 68,

[44] Liu Y.S., Gao S., Hu Z.C., Gao C.G., Zong K.Q., Wang D.B, *"Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons from mantle xenoliths*", Petrology, 51 (2010) 537–571.

[45] Munker C., *"The isotope and trace element budget of the Cambrian Devil River System, New Zealand: Identification of four source components*", Journal of Petrology 41 (2000) 759-788.

[46] Abdel-Rahman A.F.M., Nassar P.E., *"Cenozoic volcanism in the Middle East: petrogenesis of alkali basalts from northern Lebanon*", Geological Magazine 141 (2004) 545–563.

[47] Thirlwall F. M., Upton B. G. J., Jenkins C., *"Interaction between continentam lithosphere and Iceland plume-Sr–Nd–Pb isotope geochemistry of Tertiary basalts*", NE Greenland. J. Petrol, 35 (1994) 839–879.

[48] Ozdemir r., Güleç N., *"Geological and geochemical evolution of the quaternary Süphan Stratovolcano, eastern Anatolia, Turkey: evidence for the lithosphere-Asthenosphere interaction in*

[30] Harker A., *"The natural history of igneous rocks*", Methuen and Co., London, UK (1909).

[31] Sun S.S., McDonough W.F., *"Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes*", In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society of London Special Publication 42 (1989) 313–435.

[32] Kamber B.S., Ewart A., Collerson K.D., Bruce M.C., Mac Donald, G.D., *"Fluid-mobile trace element constrains on the role of slab melting and implications for Archean crustal growth modals",* Contribution to Mineralogy and Petrology, 44 (2002) 38-56.

[33] Leal L.R.B., Wilson T., Cunha J.C., Macambira M.J.B., *"Archean tonalitic trondhjemitic and granitic plutonism in the Gavio Block, Sag Francisco Craton, Bahia*", Brazil: geochemical and geochronological characteristics Rev. Brasil Geocienc, 28 (1998) 209–220.

[34] Rollinson H.R., *"Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*", Longman Scientific and Technical (1993) 352p.

[35] Pearce J.A., *"A user's guide to basalt discrimination diagrams. In WYMAN D. A. (ed.) Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Aplications for Massive Sulphide Exploration*", 79–113, Geological Association of Canada, Winnipeg (1996).

[36] Humphris S.E., Thompson G., *"Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts*", Geochimica et Cosmochimica Acta 42 (1978) 127– 36.

[37] Hastie A.R., Kerr A.C., Pearce J.A., Mitchell S.F., *"Classification of altered volcanic island rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co Discrimination Diagram*", Journal of Petrology, 48 (2007) 2341-2357.

[38] Rollinson H.R., *"Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical*", Wiley, New York 352 (1993).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.2.7]

[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.435]

(DMM)”, Earth and Planetary Science Letters 231, (2005) 53-72.

[61] Plank T., *“The chemical composition of subducting sediments. In The Crust (ed. R. L. Rudnick)*”, Treatise on Geochemistry (second ed.) (eds. H. Holland and K. Turekian) Elsevier, Oxford 4 (2014) 607–629.

[62] Klaver M., Djuly T., de Graaf S., Sakes A., Wijbrans J., Davies G., Vroon P., *“Temporal and spatial variations in provenance of Eastern Mediterranean Sea sediments: Implications for Aegean and Aeolian arc volcanism*”, Geochimica et Cosmochimica Acta 153 (2015) 149-168.

[63] Azizi H., Asahara Y., *“Juvenile granite in the Sanandaj–Sirjan Zone, NW Iran: late Jurassic–Early Cretaceous arc–continent collision”,* Internatinal Geology Review 55 (2013) 1523-1540.

[64] Nazemie M., Arvin M., Dargahi S., *“Geochemistry and source characteristics of Dehsard mafic volcanic rocks in the southeast of the Sanandaj–Sirjan zone, Iran: implications for the evolution of the Neo-Tethys Ocean*”, Turkish Journal of Earth Sciences, 27 (2018) 249-268.

[65] Kamber B.S., Collerson K.D., *“Role of “hidden” deeply subducted slabs in mantle depletion”,* Chemistry and Geology 166 (2000) 241–254

[66] Chiu H. Y., Chung S. L., Zarrinkoub M. H., Mohammadi S. S., Khatib M. M., Iizuka Y., *“Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny*”, Lithos 162–163 (2013) 70–87.

[67] Feng G., Dilek Y., Niu X., Liu F., Yang J., *“Geochemistry and geochronology of OIB-type, Early Jurassic magmatism in the Zhangguangcai range, NE China*” as a result of continental back-arc extension. Geological Magazine (2018).

[68] Haschke M.R., Scheuber E., Gu¨nther A., Reutter K.J., *“Evolutionary cycles during the Andean orogeny: repeated slab breakoff and flat subduction?*” Terra Nova 14 (2002) 49–55.

[69] Wu F., Yang J., Xu Y., Wilde S. A., Walker R. J., *“Destruction of the North China craton in the Mesozoic”,* Annual Review of Earth and Planetary Sciences 47 (2019) 173–195.

[70] Gribble R.F., Stern R.J., Bloomer S.H., Stüben D. O., Hearn T., Newman S., *“MORB mantle and subduction components interact to generate basalts in the southern Mariana trough back-arc basin*”, Geochimica et Cosmochimica Acta 60 (1996) 2153–66.

post-collisional volcanism” Journal of Petrology, 55 (2014) 37-62.

[49] Condie K.C., *“High field strength element ratios in Archean basalts: A window to evolving sources of mantle plumes*? Lithos 79 (2005), 491–504.

[50] Erturk M.A., Beyarslan M., Chung S.L., Lin T.H., *“Eocene magmatism (Maden Complex) in the Southeast Anatolian Orogenic Belt: Magma genesis and tectonic implication*”, Geoscience Frontiers 9 (6) (2017).

[51] Plank T., Langmuir C.H., *“Effects of the melting regime on the composition of the oceanic crust*”, Geophysical Research 97(19) 749-19 (1992) 770.

[52] McKenzie D., O’Nions R. K., *“Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations*”, Petrology 32 (1991) 1021-1091.

[53] Wang B.D., Wang L.Q., Chung S.L., Chen J.L., Yin F.G., Liu H., Li X.B., Chen L.K., *“Evolution of the Bangong-Nujiang Tethyan Ocean: Insights from the geochronology and geochemistry of mafic rocks within ophiolites*”, Lithos 245 (2016) 18-33.

[54] Pearce J.A., *“Role of the Sub-Continental Lithosphere in Magma Genesis at Active Continental Margins. In: Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J., Eds., Continental Basalts and Mantle Xenoliths*”, Shiva Cheshire, UK (1983) 230-249.

[55] Hofmann A.W., Jochum K.P., Seufer M., White W.M., *“Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution*”, Earth and Planetary Science Letters 79 (1986) 33–45

[56] Hofmann A.W., White W.M., *“Mantle Plumes from Ancient Oceanic Crust. Earth and Planetary Science Letters*”, 57 (1982) 421-436.

[57] Lassiter J.C., DePaolo D.J., *“In: Plume/lithosphere interaction in the generation of continental and oceanic flood basalts: Chemical and isotopic constraints*”, American Geophysical Union, Washington D.C 100 (1997) 7-5.

[58] Woodhead J.D., Hergt J.M., Davidson J.P., Eggins S.M., *“Hafnium isotope evidence for ‘conservative’ element mobility during subduction zone processes”,* Earth and Planetary Science Letters 192 (2001) 331–346.

[59] Furman T., Graham D., *“Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province*”, Developments in Geotectonics 24 (1999) 237-262.

[60] Workman R.K., Hart S.R., *“Major and trace element composition of the depleted MORB mantle*

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.2.7]

[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.435]

[71] Shinjo R., Chung S.L., Kato Y., Kimura M., *"Geochemical and Sr-Nd isotopic characteristics of volcanic rocks from the Okinawa trough and Ryukyu Arc: implications for the evolution of a young, intracontinental back arc basin*", Journal of Geophysical Research: Solid Earth 104 (1999) 10591–608.

[72] Rajabzadeh M.A., Dehkordi T.N., Caran S., *"Mineralogy, geochemistry and geotectonic significance of mantle peridotites with high-Cr chromitites in the Neyriz ophiolite from the outer Zagros ophiolite belts, Iran",* African Earth Science 78 (2013) 1-15.

[73] Sharaft Sh., Heydari Fetrat Z., *"Petrogenesis of Cretaceous magmatism in northwestern Isfahan, Urmia Dokhtar magmatic arc*", 11th national geological conference of Payam Noor University and 21st Geological conference of Society of Iran, Qom.